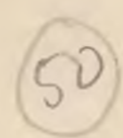
Repertorium specierum novarum regni vegetabilis.
Herausgegeben von Professor Dr. phil. Friedrich Fedde

Beihefte. Band CIV.

Zwischen- und nacheiszeitliche Heideböden am Aschendorfer Draiberg



Von

Fr. Jonas, Papenburg (Ems)

Mit 32 Tafeln

Preis 25 RM.

DAHLEM bei BERLIN
IM SELBSTVERLAG, FABECKSTRASSE 49
1941

Ausgabedaten

1. Teil: 15. Januar 1938. — S. 1–14 und Tafel I–VIII
2. Teil: 20. Oktober 1941. — S. 17–69 und Tafel IX–XXXII



Befr. Nr. 23978 (341)

Gedruckt bei A. W. Hayn's Erben, Potsdam

Inhalt.



Fr. Jonas:
Zwischen- und nacheiszeitliche Heideböden am Aschendorfer Draiberg

(Mit Tafel I—XII.)

Das Naturschutzgebiet Aschendorfer Draiberg zeigt in seinen Sandgruben Aufschlüsse mit Böden einer Zwischeneiszeit längerer Dauer, die aus Mitteleuropa bisher sehr wenig erforscht ist. Es handelt sich um eine warme Zeit. die zwei Eisvorstöße der letzten Vereisung (Würmeiszeit) trennt und die nach dem Strahlungsdiagramm auf die Zeit von 50—30000 fällt.

In den nördlichen Aufschlüssen des Draiberges bei Aschendorf finden wir zwei- bis dreifache Ortsteinbänke übereinander. Die weichen braunen Sande der oberen dünnen „Ortsteinbank" lassen schon vermuten. daß es sich um eine Pseudoortsteinschicht bzw. um eine Aufarbeitung älteren Ortsteins handelt.

Diese sekundären Ortbildungen haben nichts mit einer erneuten Bildung von Ortstein im klimatischen Sinne zu tun. Die durch Ausfahren oder Auswehen bloßgelegten unteren Ortsteinbänke und Gelbsande werden durch den angreifenden Wind bzw. sonstige Atmosphärilien allmählich völlig aufgelöst. Einen solchen Fall zeigt ein Bild aus dem linksemsischen Gebiete bei Rhede sehr anschaulich. Nur die härtesten Stellen der Ortsteinbänke haben dort den Angriffen bisher standgehalten. Ganz ähnliche Bodenzustände müssen nach dem Vorkommen isolierter Ortsteinschollen in Flugsanden auch in den glazialen Perioden der Würmeiszeit existiert haben. Zuletzt werden auch diese harten Klippen aufgearbeitet und lagerten sich an anderen Stellen über die dort vorhandenen Bleichsande bzw. Humusschichten ab. Solche braunen Ortsanddecken können unter Umständen primäre Ortsteinbildung vortäuschen, und am Draiberg wurde diese Täuschung noch dadurch verstärkt, daß sich unter der Ortsanddecke Ortzapfen gebildet hatten. Solche älteren Bildungen ähnlich sehende Ortzapfen sind durch Heidekrautwurzeln verursacht, die diese losen Ortsandschichten leicht durchwurzeln. Zum Überfluß befindet sich oberhalb dieser Ortsandlage noch eine tiefschwarze aschereiche Humusschicht, die ihrerseits äußerlich von spätglazialen Schwarzsanden

nicht zu unterscheiden ist. Solche jüngeren, sekundären Ortsanddecken sind besonders häufig in der Nähe von urgeschichtlichen Siedlungs- und Begräbnisplätzen und wurden deshalb auch wiederholt von Vorgeschichtsforschern als „Ortsteinbildungen über Bronze- und Eisenzeitgräbern“ eingetragen. Der exakte Beweis für solch eine Umlagerung kann mit den neuen Untersuchungsmethoden jederzeit erbracht werden.

Das Profil „Aschendorfer Draiberg“ ist ein Musterbeispiel sowohl für den Aufbau einer vollständigen Dünenschichtenfolge in Nordwestdeutschland, wie auch für sekundäre Ortsandbildung. Die Bilder von Draiberg gewähren einen Einblick in den Aufbau der eiszeitlichen Dünenlandschaft am Aschendorfer Draiberg. Die beiden Bilder Draiberg a und b sind am nördlichen Aufschlusse der Düne aufgenommen; nur auf der linken Hälfte des Bildes Draiberg a ist der vollständige Dünenaufbau vorhanden, der untere Ortstein bildet hier eine deutlich sichtbare Mulde. Nach rechts steigt er ziemlich plötzlich an, und von einem bestimmten Niveau ab fehlt der über der Mulde vorhandene obere Ortstein. Dasselbe ist in den Profilen links des Bildes Draiberg a der Fall. Sämtliche überlagernden Schichten keilen dort sehr schnell aus, und zwar so, daß am äußersten Ende des Aufschlusses zuletzt über dem älteren Ortstein eine postglaziale Schichtenfolge lagert.

Das Profil in der Mitte der aufgenommenen Mulde zeigt eine Lagerfolge von rötlichen, hellen, humosen und gelben Feinsanden. Diese ist zwischeneiszeitlichen Alters. Besonders auffällig ist ein weißer Bleichsand, der auf dem Bilde Draiberg a in der Mitte unter rezenten Flugsanden sichtbar ist. Den Abschluß der Zwischeneiszeit nach oben bildet eine Ortsteinschicht mit 10 cm Schwarzsand bzw. Humusort. Schwache, kesselartige Vertiefungen sind auf der Oberfläche dieses Ortsteines sichtbar, darüber folgen die postglazialen Sedimente mit rötlichem Sand, Bleichsand, Humus und humosen Schichten, abwechselnd bis zur Oberfläche. Mehrere aschereiche Schichten sind eingeschaltet, und ferner in zwei Drittel Höhe die schon erwähnte Ortsandlage, deren Untersuchung ein junghistorisches Alter — 200 bis 500 n. d. Ztw. — ergab. Über dem Ortsande folgt eine Ascheschicht, dann hellerer Sand und schließlich dunkler, humoser Sand. Den Abschluß zur Oberfläche bilden endlich, wie gewöhnlich, schmutzig-gelbe Flugsande. Diese obere Schichtenfolge ist besonders gut im Bilde Draiberg c von der Südseite derselben Düne zu sehen. Dort hebt sich auch die dunklere Ortsandlage von den begleitenden Bleichsanden deutlich ab. Dieser Ortsand, der zum größten Teile aus der mittleren Ortsteinbank aufgearbeitet sein dürfte — was wir

daraus schließen können, daß jene fehlt —, überdeckt die gesamte Düne mit einer geschlossenen Schicht, ein Beweis für die Intensität der Störung, die nach der weiter unten mitgeteilten Analyse in die Sachsenzeit fällt. Die aufgearbeitete Ortsteinschicht ist also nur auf einer kleinen Stelle (im Bilde Draiberg a) erhalten. So wird im Bilde Draiberg b der zwischeneiszeitliche Humus diskordant von jüngeren, gelblichen und braunen Sanden überlagert, also ist auch hier nur die untere, ältere Ortsteinschicht wegen ihrer geschützten, tieferen Lage erhalten.

Ein ganz ähnliches Bild sehen wir auf dem Bilde d am Steilhang des Emstales bei Tunxdorf, wo die mächtige untere Ortsteinbank der „Hauptvereisung" nasenförmig aus der jüngeren Düne hervorspringt. Unmittelbar unter diesem Ortstein liegen geschichtete Sande der Hochaufschüttung (Mittelterrasse) der diluvialen Ems, die also in die Zeit zwischen der Riß-Eiszeit und der Haupt-Würm-Eiszeit fällt. Die Außenkante der glazialen Düne in Tunxdorf wird durch eine bis zu $1\frac{1}{2}$ m tiefreichende Topfbildung gehalten. Diese ist auf glaziale Bodenbewegungen zurückzuführen und illustriert gut das Ausmaß der Störung zur Zeit nach der Haupt-Würm-Eiszeit. Eine kräftige Humusschicht schützte den Bleichsand, der ebenfalls auf dem Bilde zu sehen ist, vor Vernichtung. Die postglaziale ältere Schichtenfolge ist an dieser Stelle durch jüngere Störungen restlos aufgearbeitet. Auch das bereits wieder in Auflösung befindliche Eichengebüsch auf der Kuppe der Düne ist jüngerer Entstehung.

Die Bilder Draiberg a und b gewähren uns einen guten Einblick in die Oberflächengestaltung der zwischeneiszeitlichen Heidelandschaft. Mulden und Kuppen wechseln miteinander ab, ebenso kommen wagerecht lagernde Heideböden vor, wo heute Kuppen herrschen. Dort, wo zwei Ortsteinbänke vorhanden sind, reicht die untere Bank stets weiter, als die auf ihr lagernden, hangenden zwischeneiszeitlichen Heidesande, d. h. letztere keilen aus, und schließlich verzahnt sich die untere mit der oberen Ortsteinbank. Unsere Ortsteinböden sind also in vielen Fällen komplizierter Entstehung. Von dem ursprünglich dazwischen lagernden zwischeneiszeitlichen Heideboden sind manchmal noch Reste als schmale Linsen innerhalb der kompakten Ortsteinbänke erhalten. Das mögen genügend Beispiele sein für die Variationsbreite von Heideböden, die leider bisher in Nordwestdeutschland wenig erforscht wurden.

Den meisten Lesern wird bekannt sein, daß die „Draiberge" in Nordwestdeutschland und den Niederlanden als Kultberge betrachtet werden. Gewöhnlich brachte man sie mit (bronzezeitlichen) Winter- und Sommersonnenwendefesten in Zusammenhang.

Der Draiberg bei Aschendorf (ein zweiter Draiberg liegt 8 km westlich vom ersteren bei dem Orte Rhede) war später Sitz eines Gogerichts des Agredingo und gegenwärtig Station eines Feldumganges, auf der Spitze des höchsten Hügels steht ein Kruzifix.

Wichtig ist nun, daß wir in der Lage sind, eine zeitweise starke Benutzung der Draibergheide auf die Sachsenzeit zu datieren (300 bis 600 n. d. Ztw.), eine Feststellung, die für die Erforschung der Draiberge unter Umständen von Bedeutung ist.

Das Profil Aschendorfer Draiberg wurde dort entnommen, wo in der im Bild Draiberg a sichtbaren Mulde die tiefste Stelle war. Infolgedessen umfaßt es außer einer 90 cm mächtigen postglazialen Schichtenfolge und den schon erwähnten Ortstein-Schwarzsandschichten eine genau 50 cm umfassende zwischeneiszeitliche Bildung. Diese letztere wird aus einer Folge von rötlichen, hellen, humosen, gelblichen und braunen Feinsanden gebildet, unter denen die helle bleichsandähnliche Schicht in 140 cm Tiefe die auffälligste ist.

Der untere Ortstein trägt an seiner Oberkante an dieser Stelle 4 cm Schwarzsand. Während die tiefer als 160 cm unter Oberfläche gelegenen verkitteten Braunsande fossilleer sind, zeigt die Ortsteinschicht von 166—145 cm eine dürftige *Pinus-Betula-Succisa-Empetrum*-Flora. Auch der Schwarzsandboden fällt noch in die Zeit der abklingenden Hauptvereisung. Die Vegetationszusammensetzung jener vier dargestellten Spektren erinnert auffällig an diejenigen des Baltischen Spätglazials. Ihr Hauptunterschied gegen letzteres besteht in der höheren Beteiligung von *Pinus* und *Betula nana* innerhalb der *Empetrum-Calluna*-Heide. Die *Empetrum*-Werte — in einer besonderen Kurve dargestellt — zeigen gegenüber *Calluna* ein Nachlassen. Gleichzeitig breitet sich *Pinus* schwach aus, was auf langsame Besserung der Temperaturverhältnisse schließen läßt. Es handelte sich also in jener Zeit um *Empetrum-Calluna*-Heiden, die mit Birken- und Kieferngebüsch durchsetzt waren. Wahrscheinlich war letzteres an den geschützteren Stellen der Landschaft der Heide überlegen, so daß das Verhältnis der Nichtbaumpollen zu den Baumpollen, wie auch in den spätglazialen Schichten nach der Baltischen Vereisung, lokal stark wechselte. Die heute noch vorhandenen nassen Heidesümpfe besaßen im Spätglazial auch damals eine *Myriophyllum-alterniflorum*-Vegetation. Das Vegetationsbild weist also nordisch-atlantische Züge auf.

Eine 5 cm mächtige, aufgearbeitete Sandschicht trennt die Ablagerungen der späteiszeitlichen von der zwischeneiszeitlichen Heide. *Pinus* und *Betula* — darunter auch *Betula nana* — sind noch vorherrschend, aber außerdem schon *Tilia* und *Corylus*. In

den folgenden Schichten steigt die Erle mit einer Rückschwankung bis über 50% empor. und während des ersten Teiles dieses Anstieges sind vorübergehend Birken zur Herrschaft gekommen. Es ist auffällig. daß mit dreimaligen, plötzlichen Rückschlägen der *Tilia*-Kurve während des ersten Vegetationsabschnittes der *Betula nana*-Anteil gleichzeitig vorübergehend zunimmt. Erst am Ende dieses Abschnittes, als sich die Eichen mit niedrigen Werten bemerkbar machten, erlischt *Betula nana*. Im übrigen ist der erste Abschnitt gegen die nächsten beiden Abschnitte durch die höheren *Tilia*-Werte gekennzeichnet. ferner durch das allerdings nur kurz anhaltende Heidemaximum von 800 bis 1000%.

Innerhalb dieses Heidemaximums liegt eine sehr kräftige Kurvendepression, die wir zu erklären haben. Sie fällt zusammen mit einem Erlenanstieg, *Betula nana*-Zunahme unter gleichzeitigem Rückgang von *Corylus* und *Tilia*. Unter den Nichtbaumpollen treten plötzlich Torfmoose und *Succisa* auf. Sämtliche pollenanalytische Merkmale deuten also auf eine vorübergehende Vernässungs- und Abkühlungsphase hin. Gegen Ende des Abschnittes beginnt die Eiche mit niedrigen Werten unter 5% aufzutreten und gleichzeitig gehen die hohen Heidewerte zurück. Im großen und ganzen gesehen, besitzt der erste Abschnitt eine Tendenz der zunehmenden Erwärmung mit gewissen Rückschlägen. Diese Erwärmung steht aber unter der Herrschaft des atlantischen Klimas und kann deshalb nicht — wie dies wahrscheinlich in weiter östlich gelegenen Gebieten der Fall gewesen ist — zu Steppenvegetation führen. Es darf aber nicht übersehen werden, daß zu Beginn dieses Abschnittes eine ausgesprochene Zunahme der *Gramineae* vorhanden ist. Das parallele Auftreten von Lindenwäldern und *Calluna*-Heiden beweist, daß es sich bei jenen Wäldern um eine atlantische Waldform handelt, die nichts mit den heute noch in Südosteuropa vorkommenden lindenreichen Steppenwäldern zu tun hat.

Der zweite Abschnitt der Zwischeneiszeit ist durch eine Vermehrung der Laubwaldelemente um Hainbuche und Buche gekennzeichnet. Letztere aber — und das ist einer der Hauptunterschiede der Zwischeneiszeit gegen das Postglazial — ist nur auf sporadisches Vorkommen beschränkt. Ferner treten in dem zweiten Abschnitt auch Fichten und Lärchen vereinzelt — also kontinentale Arten — auf. In der Heide machen sich erneut Torfmoose und *Succisa* bemerkbar. Wichtiger aber ist die Feststellung einer *Myrica-gale*-Zone, die sich mit der Zone von *Carpinus* deckt. Während dieses atlantischen Abschnittes erreicht die Hasel einen zweiten, vorübergehenden, kleineren Gipfel. In das Ende des zweiten Abschnittes fällt eine Ablagerung von Gelbsand mit gleichzeitigem Vorkommen

des Chenopodiaceen-Typ-Pollens. Im übrigen deckt sich mit der atlantischen Zone auch der humose Sand. Während des zweiten Abschnittes hat die Erle mit 66% in 126 cm Tiefe ihr Maximum erreicht und infolgedessen ist die Birke auf unter 30% herabgedrückt.

Der Beginn des dritten Abschnittes ähnelt insofern dem des ersten, als die Gräser eine vorübergehende Zunahme erleben. Buche und Hainbuche, sowie Ulme und Fichte sind vorübergehend ausgeschieden, und ungefähr in die Mitte des dritten Abschnittes fällt ein ausgesprochener Haseltiefstand. Der dann folgende Haselanstieg leitet bereits zum vierten Abschnitte über, in dem erneut Fichten, Hainbuchen, Ulmen und Buchen sich den Eichen- und Lindenwäldern beimischten. Sowohl im dritten als auch im vierten Abschnitte hat die Eiche höhere Werte als vorher.

Der vierte Abschnitt beginnt mit einem kräftigen Haselmaximum — 45% — und gleichzeitig treten wieder Fichten, Hainbuchen, Buchen und Ulmen in den Eichen- und Lindenwäldern in Erscheinung. Während dieses vierten Vegetationsabschnittes hat die Eiche ihren letzten Höhepunkt erreicht. Seit dieser Zeit bemerken wir Anzeichen der allmählichen Klimaverschlechterung, die ganz am Ende der Entwicklung die Baltische Eiszeit zur Folge hatte. Während Erlen und Hasel abnehmen, die Eiche sogar verschwindet, nehmen Fichten und Kiefern zu, besonders aber die letztere, während die Fichte infolge der weit nach Westen exponierten Lage des Profils diese Bewegung nur schwach durchführen kann. Der weitere Verlauf bringt schließlich auch Linde und Hasel — wie das die oberen Spektren von Steenfelde zeigen — zum Verschwinden. Wir wissen bereits aus sehr vielen vollständigen interglazialen Diagrammen, daß die jeweiligen Eisvorstöße von einer Zunahme der Fichten und Kiefern begleitet wurden. Die beiden obersten Spektren der Zwischeneiszeit vom Draiberg gehören also schon zum fünften Abschnitt der Vegetationsentwicklung.

In den zweiten Abschnitt der Zwischeneiszeit fällt das Auftreten des Menschen der Aurignac-Kulturen in Holland und Nordwestdeutschland. Feuerstellen und Artefakte dieser Kultur wurden auch im Emsgebiet wiederholt angetroffen und bereits in der vorläufigen Arbeit über diese Profile 1935 beschrieben. Damals wurde auch schon ausgeführt, daß innerhalb dieses zweiten Vegetationsabschnittes Brandzonen auf größeren Strecken zu verfolgen sind. Wir müssen uns bei der Beurteilung dieser Brandzonen vorstellen, daß unter Umständen der Mensch mit absichtlich angelegten Bränden für Jagdzwecke — wie sie wiederholt aus Frankreich beschrieben sind — der unmittelbare Anlaß dazu ge-

wesen ist. In diesem Zusammenhange muß auf eine Gelbsandeinwehung in 108 cm Tiefe des Profils mit gleichzeitigem Vorkommen von Pollen des *Chenopodiaceae*-Typus hingewiesen werden, ferner auf die Nähe der Ems, deren Ufer gegenwärtig von der Profilentnahmestelle 400 m entfernt sind. Brandzonen in dem zweiten Abschnitte wurden bisher zweimal analysiert und schon 1935 in den Profilen Barenberg a und Barenberg b bekanntgegeben. In dem ersteren Profil fanden sich auch zwei getrennte atlantische Zonen. Es ist ins Auge gefaßt, eines dieser wichtigen Profile mit engen Probenabständen erneut zu untersuchen.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang die Untersuchung des großen Profils von Hengelo durch Florschütz, dessen Analysen leider bis zum heutigen Tage noch nicht bekanntgegeben sind. Die vorläufige Mitteilung über dieses Profil ergab eine Schichtenfolge mit wärmeliebenden Elementen, eingebettet zwischen Schichten mit subarktischen bzw. arktischen Florenelementen. Die *Dryas*-Schicht im Liegenden dieses Profils wurde als zur Hauptwürmvereisung gehörend nachgewiesen. Die *Betula-nana-Selaginella*-Schicht im Hangenden gehört also zur Baltischen Vereisung (= Neowürm). Der Schädelfund vom Cro-Magnon-Typ in Begleitung von Knochenfunden von *Equus caballus*, *Bos* cf. *taurus* und *Cervus elaphus* in den zwischeneiszeitlichen Schichten ist ein Beweis für die Anwesenheit des Menschen der Aurignacien-Kulturperiode.

Im Profil Aschendorfer Draiberg wurden aus jener großen Zwischeneiszeit zwischen dem Hauptwürmvorstoß und der Baltischen Eiszeit bis auf wenige ältere Spektren, die einem frühen Abschnitte angehören, lediglich die Abschnitte mit gemäßigter Flora beschreiben. Das Ende dieser Wärmezeit ist nur noch angedeutet und ist im Profil Steenfelde eine bestimmte Zeitlang weiter zu verfolgen. Vollständige Ablagerungen, die auch die älteren und jüngeren eiszeitlichen Spektren lückenlos umfassen, sind in den tiefen Senken der Landschaft zu erwarten. Die im Vergleich zu den gemäßigten Abschnitten umfangreiche Ablagerung aus dem frühen Abschnitte der großen Zwischenzeit, die im Profil von Hengelo 1½ m Seeablagerung (marl) umfaßt, beweist die Richtigkeit der Ansicht von Soergel, daß die Zeit des Abschmelzens nach dem Hauptwürmvorstoß relativ lange gedauert hat, jedenfalls bedeutend länger, als die betreffende Zeit des sogenannten „Spätglazials“. Während jener langen Abschmelzperiode wurden von Florschütz nur *Pinus*, *Betula* und *Salix* nachgewiesen. Die Abnahme der *Cyperaceae*-Werte von 1000% auf wenige Hundert wird von Florschütz als langsame Zunahme

der Walddichte gedeutet. Einen umgekehrten Vorgang stellt er im Übergang zur Baltischen Eiszeit fest.

Wie schon gesagt wurde — und auch in den beiden Profiltafeln zu sehen ist — wird die Zwischeneiszeit von der Nacheiszeit durch eine 10 cm mächtige Schicht Humusortstein getrennt. Diese setzt sich aus drei Einzelschichten zusammen, braunen Ortstein, schwarzbraunen Humusort und Schwarzsand. Nach Ausweis der Pollenanalyse gehören die beiden letzten Schichten entwicklungsgeschichtlich zusammen, und zwar entsprechen sie wahrscheinlich einem späten Abschnitt des sogenannten Spätglazials. Der Ortstein selbst besitzt eine Sekundärflora mit Linde, Hasel und Erle. Ortsteinproben aus dieser Schicht, die in bestimmten Abständen von dem Profil genommen wurden, zeigten ein schnelles Nachlassen des Anteils dieser Sekundärpollen, und zwar so, daß in 200 m Entfernung die Sekundärpollen bereits fehlten. Das ist ein Beweis, daß die Verfrachtung der älteren Flora nicht allzu weit in horizontaler Richtung ging. Der geologische Befund des auskeilenden zwischeneiszeitlichen Bodens beweist anderseits, daß solche Schichten aufgearbeitet sein müssen. Es ist nun wichtig, festzustellen, wie weit die Umlagerung der Sekundärpollen vertikal im Profil erfolgt und deshalb wurden aus dem Humusortstein Proben in 1 cm Abstand entnommen. Sie zeigen neben einer *Pinus-Betula-nana-Salix*-Flora und der *Empetrum-Calluna* mit geringem *Gramineae-*, *Cyperaceae-* und *Sphagnum-*Anteil nur in den untersten drei Spektren jene Sekundärflora. Sie fehlt dagegen ganz in den oberen vier Spektren und wurde deshalb in eine Kurve an der linken Seite des Diagramms eingetragen (gestrichelte Linie = Gesamtsumme von *Alnus*, *Tilia* und *Corylus*). Natürlich läßt es sich im Einzelfalle nicht sagen, ob der eine oder andere Pollen von *Pinus* und *Calluna* nicht ebenfalls zu den Sekundärpollen gehört, sicher dürfte es nur für die genannten drei Arten zutreffen. Wichtig ist nun die Feststellung, daß die Sekundärflora mit der Grenze zwischen Humusortstein und dem Schwarzsand aufhört. Also erst seit dieser Zeit (ungefähr 8000 v. d. Ztw.) war der Boden durch die Vegetation der spätglazialen Heide soweit gefestigt, daß eine Umlagerung der pollenführenden älteren Sande aufhörte, und infolgedessen eine Einlagerung von zwischeneiszeitlichen Sekundärpollen nicht mehr erfolgte. Wir wissen, daß gerade um 8000 v. d. Ztw. die jüngere Dryas-Zeit ihr Ende erreichte, und mehrere Autoren haben mit diesem Zeitpunkt das Postglazial beginnen lassen. Die damalige Vegetation — *Empetrum-Calluna*-Heiden — und wahrscheinlich buschartige *Pinus-* und *Betula nana*-Bestände bleiben aber noch unter dem Eindruck der Verarmung ein Jahrtausend länger bestehen. Es ist also ebenso be-

rechtigt, den Beginn des Postglazials auf die Zeit der schnellen Erwärmung seit 7000 v. d. Ztw. zu verlegen.

Wenn wir allerdings das gesamte Phänomen übersehen, das wir Eiszeit nennen, so bedeutet der Begriff „Postglazial" oder „Nacheiszeit" das allergeringste an Dauer und Intensität, was im Verlauf der Eiszeit geschlossen in Erscheinung trat. Eine derartige Überlegung würde dazu führen, daß man mit dem Begriffe „Nacheiszeit" mindestens die gesamte Entwicklung seit der Haupt-Würm-Eiszeit, die nach den obigen Ausführungen auch in sich geschlossen war (Kowel-Typ), bezeichnen könnte. Das würde durchaus berechtigt sein, wenn wir allein die Länge einer der drei Zwischeneiszeiten und ihre Zusammensetzung zum Vergleich heranziehen.

Überraschend ist die Übereinstimmung in der Vegetationsentwicklung des Postglazials mit dem vorangehenden letzten Interglazial. Auch im Postglazial kann man drei Haselhöchststände unterscheiden, den mittelsteinzeitlichen um 6000, den bronzezeitlichen um 1600 bis 1000 v. d. Ztw. und den mittelalterlichen um 1200. Dabei ist von kleineren Rückschlägen, die nur kürzere Zeit umfassen, abzusehen und das Gewicht auf die langandauernden höheren Haselwerte zu legen. Innerhalb des mittelsteinzeitlichen Haselhöhepunktes, der von ungefähr 6000 bis 5000 v. d. Ztw. reichte, sowie auch bei den späteren Haselhöchstständen, können wir ebenfalls kleinere, aber unwesentliche Rückschläge feststellen. Noch auffälliger ist die Tatsache, daß auch im Postglazial mit den beiden letzten Haselhöchstständen eine Zunahme atlantischer Arten parallel geht, und anderseits zwischen diesen letzten Haselhöchstständen ein vorübergehender Rückgang dieser Arten erfolgt, eine Erscheinung, die bekanntlich auf weiten Strecken Mitteleuropas vorhanden ist. Wir können also unsere historische Gegenwart vergleichen mit der zweiten atlantischen Zone, also mit dem vierten Vegetationsabschnitt der Draiberg-Zwischeneiszeit. Durch Interpolation kann man jenen Abschnitt mit rund 30000 datieren. Das ist also 7000 Jahre vor dem Höchststand der Baltischen Eiszeit in der Sonnenstrahlungskurve. Auf Grund des Sedimentierungsvorganges, dessen Ausmaß uns aus dem Postglazial bekannt ist, erhalten wir analog für die interstadialen Ablagerungen am Draiberg einen Zeitraum von mindestens 10000 Jahren. Das entspräche der Zeit von 40 bis 30000 v. d. Ztw. Für die Zeit vom Höchststand der Haupt-Würmvereisung bis zum ersten Abschnitt der Zwischeneiszeit würden dann noch rund 20000 Jahre zur Verfügung stehen, eine Zahl, die Soergel aus anderen Überlegungen ebenfalls fand. Die Dauer der frühen Mergelablagerungen von Hengelo schätze ich auf einen Zeitraum von rund 15000 Jahren.

In den restlichen 5000 Jahren würden dann bei Hengelo jene Schichten entstanden sein, die Edelman u. a. als „Kryoturbate Ablagerung“ beschrieben hat. Aus jener glazialen Zeit aber sind im Emsgebiete und sonst innerhalb der letzten Jahre wiederholt Moore gefunden worden, die uns in die Lage versetzen, diese Zeit genauer zu beschreiben. Dagegen scheinen Moorbildungen zur Zeit der letzten Zwischeneiszeit gefehlt zu haben. Nur dort, wo noch die Seen der Riß-Würm-Zwischeneiszeit vorhanden waren, lebte eine neue Sedimentierung auf. Im allgemeinen waren diese Becken schon während der langen Zeit vom Riß-Glazial bis zum Haupt-Würm-Vorstoß verlandet bzw. sorgte das Bodenfließen während des Hauptvorstoßes dafür, daß die letzten Hohlformen verschwanden. Die jetzigen Seen der Emslandschaft müssen infolgedessen postglazialer Entstehung sein, was ihre Analyse bestätigte.

Was speziell den Ablauf des Postglazials betrifft, so ist die Untersuchung der hangenden Schichten von Draiberg eine Bestätigung der Ergebnisse anderer Sandanalysen aus der Umgebung. Es handelt sich um einen vollständigen Ablauf des Postglazials mit denselben Erscheinungen wie beispielsweise in den Profilen Weihenberge und Vosseberg. Die Zahl der Haselschwankungen ist durch den vergrößerten Probenabstand (2 cm) von 6000 bis 1000 v. d. Ztw. auf vier beschränkt. Immerhin sind der bronzezeitliche Haselanstieg, ferner auch die Anstiege um 3000, 5000 und 6000 vorhanden. Die Lindenkurve ist etwas niedriger als beispielsweise am Vosseberg, endet aber auch um 2000 v. d. Ztw., während gleichzeitig die Erlenwerte stark ansteigen. Mit dem Ende des früheisenzeitlichen Haselsturzes beginnt die geschlossene *Fagus*-Kurve, die zur Zeitenwende ihren charakteristischen Höchststand aufweist. Sogar ein Rückgang um 600 bis 200 v. d. Ztw. ist in Übereinstimmung mit dem Profil Vosseberg vorhanden.

Wichtig ist nun, daß wir die Aufarbeitung des Ortsteins bzw. seine Einlagerung in das Draiberg-Profil als Ortsand auf die Zeit von 200 bis 500 n. d. Ztw. berechnen können. Die jüngsten Kultursande von 0 bis 40 cm zeigen — wie gewöhnlich — einen schnellen Wechsel von hellen zu dunkelhumosen Sanden. Noch einmal, um 1200, vermag die *Fagus*-Kurve schwach anzusteigen. In den Jahrhunderten darauf verschwindet *Fagus* an dieser Stelle so gut wie ganz, und zwar kann man ein vorübergehendes Verschwinden in 18 cm Tiefe auf Grund der Untersuchung des Profils Vosseberg mit 1400 n. d. Ztw. datieren. Das oberste Spektrum in 10 cm Tiefe fällt dann genau auf die Zeit von 15 bis 1600. Danach erst stürzt die Hasel bis auf wenige Prozente ab, und die Erle geht ebenfalls sehr schnell infolge der Kulturmaßnahmen zurück. Diese

Beispiele mögen genügen zur Erläuterung der weitreichenden Schlüsse und der Genauigkeit unserer neuen Untersuchungsmethoden.

Wie in vielen anderen Fällen läuft auch hier der Roggenackerentwicklung — die seit 1100 verstärkt einsetzt — eine Zone mit Buchweizen und Roggen mit niedrigen Werten um 700 voraus. Der Roggenackerbau erreicht seinen Höhepunkt um 1350 und geht dann infolge spätmittelalterlichen Kriegswirren stark zurück. Während dieses Rückganges zeigen sich zuerst Unkräuter, darunter *Centaurea cyanus*.

Beiden Entwicklungsgängen, sowohl dem Postglazial wie der Zwischeneiszeit, gemeinsam ist die starke Ausbreitung der Heide zu Beginn der atlantischen Periode. Die Hauptunterschiede des Postglazials gegen die Zwischeneiszeit sind folgende:

1. die höheren Eichenwerte und der frühere Beginn der Eichenkurve,
2. die geringere Beteiligung der Linde in allen Abschnitten,
3. eine weitaus stärkere Beteiligung und Ausbreitung der atlantischen Arten im Waldbilde.

Die atlantische Entwicklungstendenz der Zwischeneiszeit war zwar derjenigen des Postglazials sehr ähnlich, aber sie konnte sich im Gegensatz zu der Entwicklung des letzteren nicht vollständig durchsetzen. Die Ähnlichkeit der beiden Entwicklungsvorgänge ist jedenfalls eine wichtige Feststellung für die Forschungen über die Entstehung unserer nordeuropäischen Rassen.

Die zwischeneiszeitlichen Heideböden am Aschendorfer Draiberg wurden von dem Verfasser schon in den Jahren 1932—1933 zum ersten Male untersucht. Den ersten informatorischen Untersuchungen schlossen sich im Jahre 1934 die Untersuchungen mehrerer vollständiger Profile mit begrabenen älteren und jüngeren Böden an, über die in der Schriftenreihe „Niedersächsischer Heimatschutz“ unter dem Titel „Klimaschwankungen des Würmglazials und Bodenbildungen des nordwestdeutschen Diluviums“ berichtet wurde[1]).

---

[1]) Die ältesten Böden bei Aschendorf, Loga und einigen anderen Orten (Anholt, Nortmoor) gehören, wie aus dem obenstehenden hervorgeht, sämtlich der Aschendorfer Zwischeneiszeit, also der Zeit W 2—3 an. In den Fällen, wo doppelte Böden vorkommen, ist also der oberste Boden, auch wenn er von Dünen verschüttet ist, nacheiszeitlich.

Das Hauptgewicht jener Untersuchungen lag in der Erforschung der nacheiszeitlichen Heideböden. Es konnte schon damals festgestellt werden, daß die auffälligen Schichtenfolgen dieser Böden primäre Bildungen sind. Es lag nahe, diese Erkenntnis auf die älteren begrabenen Böden anzuwenden. Der Mangel der Untersuchungen bis 1935 lag in der Methode der Probenentnahme. Wie unzulänglich diese bis zur Gegenwart war, sieht man am besten aus einer noch kürzlich erschienenen Arbeit (Werth-Baas), wo die Probenabstände zum Teil über 10 cm (!) betragen. Im Verlaufe meiner Untersuchungen bis zum Jahre 1935 wurde es mir klar, daß die Probenabstände unbedingt verringert werden müssen, wenn man nicht Entwicklungslücken, die unter Umständen Jahrtausende umfassen können, ganz übersehen will. Zwei Profile jener genannten Arbeit von 1935 wurden infolgedessen mit 2 cm Abständen analysiert. In diesen beiden Heideprofilen (Barenberg a und Rheder Feld) konnte zum ersten Male der Beweis geführt werden, daß die Entwicklung dieser Böden mit denen der benachbarten Moore parallel geht.

Dieser parallele Verlauf der Entwicklung der Sand- und Moorböden war bei einer speziellen Hochmooruntersuchung am Nordhümmling schon dadurch bewiesen, daß eine Verzahnung von Moorschichten mit entsprechenden Sandschichten aus allen Phasen der Moorentwicklung vorkam. Sie ist nicht allein am Nordhümmling, sondern in vielen anderen Gebieten Norddeutschlands — wie ich später fand — vorhanden.

Merkwürdigerweise ist diese generelle Erscheinung bis zur Gegenwart so gut wie unbekannt geblieben. Eine genaue Erforschung dieser Zusammenhänge hätte völlig genügt, die bisherigen Ansichten über die Entstehung unserer Heiden und ihrer Böden zu widerlegen.

An anderer Stelle sollen diese Verhältnisse an Hand spezieller Profilanalysen erläutert werden, ebenfalls sollen später alle Untersuchungen über zwischeneiszeitliche Heideböden veröffentlicht werden.

Wie im Vorstehenden gezeigt worden ist, stehen die Böden dieser Zwischeneiszeit mit den nacheiszeitlichen Heide- und Waldböden in direktem Zusammenhange. Sie fehlen ganz den jüngsten Flußterrassen. Wir besitzen damit ein Mittel, das Alter der beiden jungen Flußterrassen an der Ems zeitlich zu bestimmen, ferner die sogenannte Mittelterrasse als würmeiszeitlich zu beweisen. Wir sind aber ferner in der Lage, die mannigfachen Kulturfunde der jüngeren Eiszeit, die nach archäologischer Einteilung den Aurignacien und Magdalénien angehören, stratigraphisch zu gliedern.

Schließlich können wir die Klima- und Vegetationsverhältnisse jener Zeiten seit dem Haupt-Würmvorstoß (= W 2) mittels der Analysen lückenloser Schichtreihen aus den fossilen Böden erforschen. Diese Arbeit ist zunächst für die letzte Zwischeneiszeit seitens des Moorforschungsinstituts der Deutschen Forschungsgemeinschaft eingeleitet.

Die letzte Zwischeneiszeit war nicht allein in Deutschland, sondern auch in anderen Ländern so gut wie unbekannt, was schon daraus hervorgeht, daß man als „letzte Zwischeneiszeit“ das weit ältere Eem-Interglazial ganz allgemein bezeichnete. Die Heideböden aus der letzten Zwischeneiszeit kommen nicht allein im Unteremsgebiete, sondern auch vereinzelt in Oldenburg und Mittelemsgebiet, sowie wahrscheinlich auch in Westfalen vor. In der Lüneburger Heide — wo sie wahrscheinlich auch vorhanden sind — konnten sie bisher noch nicht gefunden werden. Sie treten ferner in den nördlichen Niederlanden (so bei Anholt und im Kuindertal nach Beijerinck) auf. Eine vollständige Schichtenfolge dieser Zwischeneiszeit wurde zum ersten Male am Aschendorfer Draiberg gefunden und untersucht. Östlich und westlich dieses Ortes lassen sich die begrabenen Böden jener Zeit auf kilometerlangen Strecken verfolgen. Aus diesen Gründen haben wir für die neue Zwischeneiszeit die Bezeichnung „Aschendorfer Zwischeneiszeit“ gewählt.

Die früher angewandte Bezeichnung „2. Würm-Interstadial“ (= Achenschwankung) läßt sich nicht mehr aufrechterhalten, weil mit „Interstadial“ ganz allgemein kürzere Schwankungen der sogenannten Späteiszeit bezeichnet werden. Der Zusammenhang der Aschendorfer Zwischeneiszeit mit der sogenannten Nacheiszeit ist so offensichtlich, daß es begründet erscheint, den gesamten Zeitablauf seit dem Würm-Hauptvorstoß als „Nachwürmeiszeit“ zu bezeichnen.

Als Gegenstück dazu steht die Bezeichnung „Riß-Würmzwischeneiszeit“, die außer dem Eem-Interglazial den ersten Würmvorstoß und eine darauf folgende lange anhaltende Zwischeneiszeit (Herning-Zwischeneiszeit) umfaßt. Die große Mindel-Riß-Zwischeneiszeit setzte sich sogar aus drei Zwischeneiszeiten zusammen, wie die Untersuchung einer vollständigen Lagerfolge jener Zeit bei Quakenbrück durch den Verfasser aufdeckte.

Die Kenntnis der älteren quartären Zwischeneiszeiten ist besonders in den letzten Jahren gefördert. Die Erforschung derselben befindet sich jedoch noch zu sehr in den Anfängen, als daß es schon heute möglich wäre, die Zahl der Ausdehnung derselben anzugeben.

Schriftenverzeichnis.

Beijerinck, W. und Popping, H. J.: Eene palaeolithische nederzetting in het Kuinder-Tal nahbij Osterwolde (Fr.). — Tidschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen. 1933.

Florschütz, F.: Palaeobotanisch onderzoek van jongpleistocene afzettingen in het oosten van Overijssel. — Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings Vol. XXXVII. Nr. 5. 1934.

Florschütz, F. van der Vlerk. I. M., van den Broek, A. J. P. und Bursch. F. C.: The pleistocene human skull from Hengelo.
1. Geological-palaeontological part (Florschütz. v. d. Vlerk).
2. Anthropological part (van der Broek).
3. Archaeological part (Bursch).
In: Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings Vol. XXXIX. Nr. 1. 1936.

Gams, H.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Palaeontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Mit 7 Taf. u. 5 Textfiguren. — Eclogae geol. Helv. 28. Nr. 1. Basel 1935.

Jessen, K. and Millthers, V.: Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jütland and Northwest Germany. — Dan. Geol. Unders. II, 48, 1928.

Jonas, Fr.: Klimaschwankungen des Würmglazials und Bodenbildungen des nordwestdeutschen Diluviums. — Niedersächsischer Heimatschutz. Heft 4. Beiträge zur Emslandkunde, Oldenburg 1935.

— Nordwestdeutsche Wälder und Heiden während des letzten Würm-Interstadials (mit Taf. I—5). — Sonderdr. aus: „Ber. d. Freien Vereinigung für Pflanzengeographie u. systematische Botanik“. Feddes Rep.. Beih. LXXXVI. 1936.

Sörgel, V.: Das Alter der paläolithischen Fundstätten von Taubach-Ehringsdorf-Weimar. — Mannus. 18. Bd.. H. 1—2. Leipzig 1926.

— Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geologie u. Paläontologie, H. 13. Berlin 1925.

Zeuner, F. E.: The Pleistocene Chronology of Central Europe. — In the geological magazine. London 1935, S. 350—376.

Heft 2

Die Entwicklung der Heiden und Wälder während des Jungquartärs in Nordwestdeutschland

1. Kapitel

Zur Vegetation des nordwestdeutschen Quartärs

Noch vor wenigen Jahren war die Entwicklungsgeschichte der nordwestdeutschen Heide so wenig geklärt, daß man im allgemeinen kaum über die Ansicht der Pflanzengeographen an der Wende des Jahrhunderts wie Engler, Drude und Graebner hinausgekommen war. Bekanntlich konnten die Altmeister unserer Pflanzengeographie so wenig über die Entstehung der Heideflächen sagen, daß unentwegt in Botanikerkreisen Nordwestdeutschlands bis zur Gegenwart die Meinung vertreten wurde, die großen, heute im schnellen Verschwinden begriffenen Heiden verdanken ihre Entstehung fast ausnahmslos menschlichen Eingriffen. Bodenkundliche Untersuchungen über Ortstein-Bleichsand-Bildungen wurden mit diesem Vorgang in Verbindung gebracht. Ein Blick in die Literatur der letzten Jahre zeigt, daß diese Ansichten fast allgemein als richtig angesehen wurden. Eine Folge der älteren Theorie war, daß wir uns mit den wichtigsten Urkunden der Vegetationsentwicklung Nordwestdeutschlands nicht beschäftigten. Es sind die fossilen Heideböden.

Nur wenige machten sich Gedanken darüber, daß zwischen dem ausgehenden Riß-Würm-Interglazial und dem beginnenden Postglazial in Nordwestdeutschland eine große klaffende Lücke von rund 50000 Jahren existierte. Man formulierte kurz gesagt ungefähr so: Nach dem Schwinden des Inlandeises trat eine allmähliche Klimabesserung ein, die zunächst sehr langsam (Kiefern-Birken-Phase), dann schneller (Kiefern-Hasel-Phase und folgenden Eichenmischwaldzeit) die verdrängte Vegetation wieder in Nordwestdeutschland einwandern ließ. — Wenigstens konnte man noch so ähnlich in einzelnen pollenanalytischen Arbeiten bis zur Gegenwart lesen.

C. A. Weber, der Pionier der norddeutschen Diluvialforschung, gab die ersten gründlichen Analysen von nordwestdeutschen Interglazialablagerungen bekannt. Er konnte nach dem damaligen



Stande der Glazialforschung zwei Interglaziale unterscheiden, das große erste (Mindel-Riß) und das kleinere zweite (Riß-Würm).

Gleichzeitig wurden auch aus mehreren europäischen Gebieten würminterstadiale Ablagerungen bekannt, deren chronologische Einordnung allerdings große Schwierigkeiten verursachte. C. A. Weber dachte an einen einfachen Ablauf der letzten Eiszeit, ungefähr so, daß das wärmere Klima der letzten Zwischeneiszeit allmählich in ein subarktisches und schließlich arktisches Klima überging, das dem Höchststande der Würm-Eiszeit entsprach. Dann setzte eine kontinuierliche Verbesserung ein, die bis zum Postglazial führte. In dem letzteren glaubte er dann noch eine doppelte Schwankung von feuchten und trockenen Phasen feststellen zu müssen.

Preuß, der zuletzt noch 1932 seine Ansichten über die Vegetationsentwicklung Nordwestdeutschlands auf der deutschen Botaniker-Tagung in Münster vortrug (Vortrag im Repertorium Feddes 1932) stand noch ganz unter dem Eindrucke der Forschungen und Theorien C. A. Webers. Die große Unsicherheit in diesen Ansichten, die Preuß ausdrücklich betonte, rührte gewiß zum größten Teile von dem Mangel an stratigraphisch gegliederten Profilen im westlichen Deutschland und Holland her. Zwei Beispiele mögen das erläutern. Die subarktische Flora einer Moorschicht, die Stoller 1926 von Quakenbrück bekannt gab, gehört nicht dem Ausgang der Riß-Eiszeit, wie Preuß annahm, sondern dem Vorstoß dieser Eiszeit an. Ferner war dieses Gebiet nicht nur zur Riß-Eiszeit, sondern, wie die Untersuchung von Wildvang zeigte, auch schon zur Mindel-Eiszeit vom Eise bedeckt. Während Preuß einerseits die großen Klimaschwankungen während des Gesamtdiluviums noch nicht in Rechnung stellte, so erkannte er anderseits bereits klar die Abschwächung des subarktischen Klimas in atlantischer Richtung an der Westflanke der letzten Vereisung. Diese Erkenntnis verdankte er nicht der paläobotanischen Forschung, sondern rein pflanzengeographischen Überlegungen, also Methoden, die zum ersten Male Engler, Drude und der geniale August Schulz angewandt hatten. Die Hinwendung zu diesen Methoden geschah bei Preuß gewiß nicht freiwillig. Meine Besprechungen mit Preuß bis kurz vor seinem Tode beweisen das. Es fehlten ihm die konkreten Unterlagen der Paläobotanik. Charakteristisch für diese Tatsache ist folgende Bemerkung Preuß': „Das Studium jeder Entwicklungsgeschichte, so reizvoll sie auch sein mag, bleibt ein mißliches Ding, wenn die in Betracht kommenden Hilfswissenschaften nicht nach jeder möglichen Richtung hin ausgeschöpft werden. Für unser Thema kommen in Betracht die Erd- und die

Urgeschichte des Gebietes, die Pflanzengeographie und die Phytopaläontologie seit dem Tertiär einschließlich der Pollenanalyse" (Preuß 1932).

Es ist nicht zwecklos, sich den Werdegang der Erforschung der quartären Vegetation vor Augen zu halten, denn dadurch erkennt man Fehler, die es in Zukunft zu vermeiden gilt. C. A. Weber zeigte uns den Weg, um solche groben Fehler zu vermeiden: Feinstratigraphie und eingehende Analyse der Pflanzenreste. Meine Untersuchungen haben gezeigt, daß wir um die Mikrostratigraphie in manchen Schichten gar nicht herumkönnen. Ihre Anwendung in Verbindung mit der Pollenanalyse ermöglicht es, daß wir heute die vollständige Gliederung der Klimaphasen während der letzten Eiszeit in Nordwestdeutschland kennenlernen. Wenn dieses Ziel in relativ kurzer Zeit erreicht wurde — die Untersuchungen begannen im Jahre 1932 —, so verdanke ich das in erster Linie meinen beiden Mitarbeitern Wolf-Meppen und Rink-Emden, die keine Mühe scheuten, auch unter widrigen Umständen das Beobachtungsmaterial zu erweitern und zu ergänzen.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf das westliche Teilstück des großen Hunte-Lede-Urstromtales, das zu den beiden preußischen Kreisen Leer und Aschendorf-Hümmling gehört. Die Talsande sind zum größten Teile durch Moore bedeckt. Es handelt sich um echte ombrogene Hochmoore vom atlantischen Typus, ferner um subsoligene Heidemoore und topogene Versumpfungsflachmoore, die zum Teil durch jüngste Alluvionen der Flußmarsch bedeckt sind. Diese Moore wurden von mir in zwei Monographien und ferner in drei kleineren Schriften behandelt, in denen bereits auch Profile mit Flugsandablagerungen beschrieben wurden.

Ein ausführliches Literaturverzeichnis über das norddeutsche Quartär, soweit die in dieser Arbeit behandelten Probleme betroffen werden, ist in der Schrift „Das letzte Interglazial in Osteuropa" von Fr. Jonas, B. B. C., Bd. LVI, Abt. B, Heft 1/2, 1936, enthalten.

2. Kapitel

Geologie des Gebietes

Das untersuchte Gebiet bildete den Westteil des sogenannten Hunte-Leda-Urstromtales. Es wird im Westen von der Ems begrenzt und bildet hier also gleichzeitig das Ems-Urstromtal. Nach Norden ist dieses Tal von der ostfriesisch-oldenburgischen Geest begrenzt (siehe Schucht 1912 und auch folg.). Die schmalen Täler zwischen diesen Südwest—Nordost streichenden Höhenzügen sind mit Mooren erfüllt. Die Grenze zwischen der Geest und dem Tal-

sandgebiet ist so unscharf, daß es schwer ist, sie im Gelände zu erkennen. Die Höhenlage der ostfriesisch-oldenburgischen Geest bewegt sich meist zwischen 5—15 m, die der angrenzenden Talsandflächen zwischen 2—3 m N.N.; nur an wenigen Stellen hebt sich die Geest auch steiler aus den Niederungen heraus. Im Süden ist das Hunte-Leda-Urstromtal begrenzt von den Diluvialhöhen des Hümmlings und des Kloppenburger Geestrückens. Der Hümmling bildet zum Urstromtal einen steileren Abfall als die Höhen der ostfriesisch-oldenburgischen Geest. Finden wir hier doch nahe dem Talrande Höhen von 39—46 m, während das Tal nur 8—10 m hoch gelegen ist. Die Kloppenburger Geest dacht sich dagegen wieder flacher zum Urstromtale ab, so daß hier stellenweise die Abgrenzung des letzteren eine mehr oder weniger willkürliche bleiben mußte. Wir dürfen in diesen Unterschieden die Folge von starken Stauchwirkungen sehen, die den Nordrand des Hümmlings, wie die Aufschlüsse bei Börgerwald und Esterwegen zeigen, steiler gestalteten als die übrigen Geestränder.

Das Hunte-Leda-Urstromtal ist nach Westen zu stark kelchförmig erweitert; bei Oldenburg liegen die Geestufer nach Südosten zu nur 6 km, nach Süden 10 km, zwischen Leer und Börgerwald dagegen 15 km auseinander. Die Länge des Tales beträgt rund 65 km. In diese weite Flußniederung der Leda-Jümme, in welche die Schlickalluvionen von der Ems aus weit flußaufwärts geführt wurden, münden von Süden bzw. Südosten her das Langholter-Burlager Tief, die Sagter Ems mit Ohe und Marka, die Soeste mit der Lahe und die Aue (Nordloher-Godensholter Tief), von Nordosten her neben zahlreichen kleinen Bächen das Aper Tief. Die von Süden kommenden Moorbäche werden meist auf beiden Ufern von schmalen, mit Dünen bedeckten Talsandflächen begleitet, und die Höhenangaben dieser Talsande lassen erkennen, daß sich diese von Süden nach Norden allmählich abdachen, und zwar von 5 bzw. 7 m über N.N. auf 2 bzw. 3 bei etwa 20 km Flußlänge.

Soweit Schucht! Derselbe Verfasser konnte auch feststellen, daß der Untergrund der großen Hochmoore dieses Hunte-Ems-Urstromtales fast überall aus Talsanden bzw. aus jüngeren Dünensanden gebildet ist.

Wenn wir die Talsande nach Süden in den Hümmling hinein verfolgen, so treffen wir auch dort in der Regel steinfreie Talsande in den schmalen Bachtälern wieder. Darunter finden sich die Talgeschiebesande, die durch die spülende und erodierende Tätigkeit des Schmelzwassers aus dem Geschiebelehm umgebildet wurden und später durch den Talsand bedeckt wurden. In der Tinner Dose fehlt dagegen der Talsand fast ganz, und überall

treten die Talgeschiebesande mit zum Teil mächtigen, an der Oberfläche intensiv verwitterten Geschieben hervor. Sie durchragen stellenweise noch jüngere Moorbildungen, wie das im Tinner Steinmeer der Fall ist, das dadurch seinen Namen bekommen hat.

Wenn die Abgrenzung der Talsandflächen gegen das ältere Diluvium zum größten Teile nur unscharf ist, so bilden die jüngeren Talsande der Ems eine deutlich ausgeprägte Stufe in den älteren Talsanden. Diese Terrasse ist die „laagterrass" der Holländer, sie ist wesentlich anders gebaut als die ältere Terrasse der Talsandebene, die von den Holländern gewöhnlich als „sanddiluvium" zusammengefaßt wird. Diese jüngsten Talsande, die sich unmittelbar rechts und links an den jetzigen Emslauf anschließen, sind im Gegensatze zu den älteren Talsanden nach meinen Beobachtungen nicht verwittert. Sie besitzen außerdem ein gröberes Korn, eine gelbrötliche Farbe und sind häufig fluviatil geschichtet im Gegensatze zu den älteren Talsanden, die ein feineres Korn, dunklere Färbung und fehlende Schichtung als Charakteristikum erkennen lassen. Die jüngsten Talsande tragen nur eine Bleichsanddecke, während die älteren Talsande häufig Ortstein-Bleichsanddecken (zum Teile mehrfach) besitzen.

Das geologische Alter der Talsande ist bis zur Gegenwart umstritten, und das darf wohl darauf zurückgeführt werden, daß die Begrenzung dieser Sande nach oben und unten nicht bei allen Autoren gleich ist. Eine Reihe von Geologen schrieb die Entstehung der Talsande den Urströmen der Ems und Hunte-Leda zu, andere wandten sich dagegen. Schon 1906 lehnte Schucht die erstgenannte Ansicht ab, indem er wichtige Kriterien dagegen anführte. Er wies besonders auf die unscharfe Begrenzung, besonders im Norden des Hunte-Leda-Urstromtales, ferner auf das Gefälle der Talsande vom Süden nach Norden in diesem Tale hin und schloß daraus, daß die Schmelzwasser der vorletzten Eiszeit nach dem Rückzuge des Inlandeises die Talsande ausgebreitet hätten.

Tietze suchte in den Talsandgebieten nach Beweisen für eine nachträgliche Senkung des gesamten Emsgebietes in nördlicher Richtung. Er glaubte diese Beweise sowohl im Hunte-Ems-Leda-Tale als auch im Hase-Vechte-Tale, die beide das Emstal in ostwestlicher Richtung schneiden, gefunden zu haben. Nach Tietze haben die Talsande allenthalben ein gleichmäßiges feines Korn. „die Sande sind kalkfrei und bestehen zu mehr als 90%, ja zum Teil bis über 98% aus Quarz. Selten umschließen sie kleine Linsen von kalkfreiem Ton, häufig dagegen Torflager. Das erste derartige Torflager erwähnte ich vom Blatte Wietmarschen. Nördlich

Schwartenpohl war in 2 m Tiefe Übergangstorf von 7 dm Mächtigkeit angetroffen worden. Da damals die in Rede stehenden Talsande noch für Schmelzwasserabsätze angesehen wurden, erklärte ich dieses Vorkommen derart, daß eine ältere Torfschlenke mit Dünensand zugeweht worden sei. Inzwischen hat sich aber herausgestellt, daß diese Talsande in allen Tiefen Torf führen. So liegt beim Zollgebäude in Neu-Rhede ein Niederungstorf in 11—13,5 m Tiefe, bedeckt von Talsanden. Südlich Meppen fand Schucht unter 1,5 m Talsand Torfschmitzen. Bei zahllosen Bohrungen auf Blatt Baccum und weiter südwärts traf man innerhalb des Talsandgebietes auf Torf. Schließlich gelangten neuerdings eine Reihe von Bohrungen aus der Gegend von Quakenbrück zu meiner Kenntnis, die sämtlich in Talsand stehen. Auch hier fand sich Torf in allen Tiefenlagen bis zu 34 m Tiefe unter Tage. Zugleich zeigte sich aber, daß die Sande nach unten hin feiner werden und in etwa 20 m Tiefe in Tone bzw. Tonmergel übergehen" (Tietze 1912).

Während O. Tietze diese Moorbildungen verschiedenen Zeiten zuweisen wollte, vermutete Schucht in ihnen einen bestimmten zeitlichen Horizont. „Vielleicht liegen hier interglaziale Bildungen vor, die verschiedenaltrige Talsande oder Talsand und fluviatiles Diluvium voneinander trennen. Soviel dürfte jedenfalls feststehen, daß diese humosen Bildungen für die Altersbestimmung auch der Urstromtäler eine große Bedeutung besitzen" (Schucht 1912).

Nach einer neueren Veröffentlichung von Wildvang (1934) konnte dieser Forscher nachweisen, daß die erwähnte Torflager bei Quakenbrück, die von Stoller botanisch untersucht wurde, einem weit älteren Abschnitte, nämlich dem ausgehenden Mindel-Riß-Interglazial angehört. Tietze hat also zweifellos bei den vorhandenen Bohrungen nicht überall die Grundmoräne der Riß-Eiszeit, die zum Teil nur als Steinsohle oder als geringmächtiger Talgeschiebesand entwickelt ist, erkennen können und hat infolgedessen ältere Talsandbildungen nicht von den jüngeren trennen können.

Meine geologischen Beobachtungen in dem untersuchten Gebiete zeigten die Mächtigkeit der Talsande im engeren Sinne. Es seien hier nur drei Brunnenbohrungen zusammengestellt, die auf der beigegebenen Skizze als Linienbohrung eingezeichnet sind.

1. Brunnenbohrung Ahlders am Aschendorfer Weg:

0—8 m	Decksand, gelblich-grau.
8—10 m	Moor mit kleinen Kiefernzapfen und Holzresten im oberen Teil des Moores, stark zersetzter schwarzer Torf.
10—13,5 m	schwarzer diluvialer Ton (Dvo.).
13,5—18,5 m	grober Kies.

2. Brunnenbohrung Wiechmann — Aschendorfer Untermoor:

0—5 m	Decksand (= Talsand)
5—7 m	Kiessand.
7—13,5 m	schwarzer diluvialer Ton (Dvo.).

3. Brunnenbohrung bei Schnieders — Vosseberg:

0—0,75 m	Humusschicht.
0,75—7 m	Decksand, unten schwach lehmig.
7—9,5 m	toniger dunkler Sand mit einer 20 cm dicken Kieslage bei 8 m.

In 5 m Abstand dieser letzten Brunnenbohrung wurden nur noch 4 m Decksande über Kies und über Tonsanden festgestellt. Die „Decksande" der Brunnenbohrer sind dasselbe wie unser „Talsand", der also in wechselnder Mächtigkeit von 4—8 m vorhanden ist, und die Unebenheiten des Untergrundes ausfüllt. Er transgrediert über ältere Bildungen (Kiese und Lauenburger Ton), die die vorrückenden Gletscher der Riß-Eiszeit abgelagert haben, ferner aber auch über jüngere Bildungen, die nach meiner Untersuchung dem Riß-Würm-Interglazial angehören (siehe das Profil Herbrum!). Dieser leicht kenntliche Talsand überdeckt das Herbrumer Interglazialmoor in 6 m Mächtigkeit, die weiter nach Norden über diesem Moore noch bis 8 m zunimmt. Derselbe Horizont des Interglazialmoores, der nach der Untersuchung einen sehr späten Abschnitt des Riß-Würm-Interglazials umfaßt, findet sich aber auch an vielen anderen Stellen des Kreises Aschendorf-Hümmling und ist besonders häufig in den Ortschaften Rhede und Aschendorf bei Brunnenbohrungen in wechselnder Tiefe angetroffen worden. Unter dem interglazialen Moore haben wir überall Ablagerungen (zum Teil in Resten) der Riß-Eiszeit gefunden, die das gesamte Urstromtalgebiet der Ems und Hunte-Leda unterkleiden. Diese Beobachtungen beweisen, daß die erwähnten Täler bereits vor der Vereisung existierten, eine Tatsache, die bereits Schucht 1912 vermutete.

Den Talsanden sind jüngere Decksande und Dünen aufgelagert, und es ist die Aufgabe dieser Untersuchung, das Alter der Flugsanddecken und Dünen nach unten zu begrenzen und damit zugleich die obere Begrenzung des Talsandes zu finden. Wie der Augenschein schon lehrt, sind die meist steilen kuppenförmigen Dünen, die in der Tunxdorfer Düne bei Aschendorf mit 16,0 m ihre größte Höhe erreichen, in jüngerer Zeit entstanden. Tietze brachte sie schon in Zusammenhang mit der Bildung der jüngeren Emstal-Terrasse, die postglazial ist. Unter diesen jüngeren Dünenkuppen liegen die älteren Flugsanddecken, wie sie Wildvang nannte. Dieselben besitzen einfache bis mehrfache Ortstein-Bleichsand-Bildungen, die mit mikrostratigraphischen Methoden untersucht sind.

3. Kapitel

Das ausklingende Riß-Würm-Interglazial

Schon im vorigen Kapitel wurde darauf hingewiesen, daß Moorablagerungen aus dem Riß-Würm-Interglazial in dem behandelten Gebiete sehr häufig sind und das Liegende der Talsande bilden. Infolge des hohen Grundwasserstandes, den die Talsande hier aufweisen, ist es sehr schwierig, gute Profile zu bekommen. Trotzdem in den Beobachtungsjahren wiederholt interglaziale Moorschichten bei Brunnenbohrungen und staatlichen Bauten angetroffen wurden, war es bisher nicht möglich, vollständige Profile zu besorgen. Es ist dem rechtzeitigen Eingreifen Herrn Lehrer Wessels-Herbrum zu verdanken, daß eine interglaziale Moorschicht, die beim Schleusenbau 8 m unter dem Emsbett bei Herbrum angetroffen wurde, für die wissenschaftliche Untersuchung gerettet wurde. In dieser Moorschicht, die nur 16 cm mächtig ist, sowie in den begleitenden Sanden lagen massenhafte Baumstämme (Erlen, Birken und Kiefern), woraus wir erkennen, daß es sich um einen Waldtorf bzw. Waldhumus des letzten Interglazials handelt. Die Einordnung in diese Zeit beweist das Pollendiagramm, das aus dem Torfblock durch Proben in 2 cm Abstand gewonnen wurde. Die *Picea*- und *Carpinus*-Kurven sind im Ansteigen begriffen, und das kennzeichnet den dritten Abschnitt des Interglazials, die Hainbuchen-Tannen-Phase, wie ich ihn an anderer Stelle genannt habe. Es fehlen also die beiden vorhergehenden Abschnitte, die wärmere Eichen-Linden-Hasel-Phase, die eben noch durch die höheren Haselwerte (*Corylus* = 24 %) im Liegenden des Moores erfaßt ist, und es fehlt ebenso der erste Abschnitt des Interglazials, die Zeit der zunehmenden Wärme, die ich als Kiefern-Birken-Phase bezeichnete. Wahrscheinlich sind Teile dieser beiden ersten interglazialen Waldphasen in dem Liegenden des Moores erhalten. Die Untersuchungen von Vermeer-Louman haben ergeben, daß die Transgression der interglazialen Nordsee, des Eem-Meeres in das Maximum der zweiten Phase fällt. So findet sich eine Meeresablagerung des Eem in einer Bohrung bei Amersfoort (Niederlande) zwischen 15.10 und 26.60 m unter Oberfläche. Die begleitenden Spektren sind hier im folgenden aufgeführt:

	Betula	*Pinus*	*Picea*	*Alnus*
Pr. X, — 15,10 m	14,7	44,7	27,3	8
Pr. XI, — 26.80 m	4.6	27,6	—	32,3

	Quercus	*Abies*	*Carpinus*	*Corylus*
Pr. X, — 15,10 m	1,3	1,3	2,7	3,2
Pr. XI, — 26,80 m	33,8	—	—	62

Die beiden Spektren lassen einen starken *Pinus-Alnus*-Wechsel erkennen zugunsten der ersteren Art. ferner nehmen die Werte von *Quercus* und Hasel katastrophal ab, ein Zeichen, daß die Eichen-Hasel-Linden-Phase zu Ende ist. Das ganze Schichtpaket umfaßt von 10,20 m bis 26,80 m unter Oberfläche einen humosen Klei, also insgesamt 16,60 m und die untersten 9 m dieser Schicht entfallen auf die Zeit des Eem-Meeres. Über dem humosen Klei liegt noch eine 70 cm mächtige Moorschicht, die durch Dominanz von *Pinus* ausgezeichnet ist und dem ersten Würmvorstoß entspricht. In einer anderen Bohrung wurde in Tiefe von 8,40 m bis 13,80 m ein also gesamt 5,40 m mächtiges Moor über humosen Klei gefunden. Die untersten Schichten dieses Moores sind ein sandiger schwarzer Torf, der sich mit den Fingern zu Pulver zerreiben läßt. Darüber liegen *Sphagnum*- und *Hypnum*-Moorschichten. Die beiden Proben aus 8,40—11,40 m und aus 12,65 bis 13,80 m Tiefe umfassen nach der Pollenanalyse denselben Abschnitt wie der 16 cm mächtige Waldtorf bei Herbrum.

Wie in der Profilzeichnung zu sehen ist, wechselt ein Erlenbruch in ein Birkenbruch und dieses entwickelt sich schließlich zu einem Kiefernmoorwald während der dritten Phase des Riß-Würm-Interglazials. Schon diese Aufeinanderfolge der drei verschiedenen Moorwaldtypen läßt die zunehmende Klimaverschlechterung erkennen. Die 4 cm mächtige Erlenbruchwaldschicht in dem Profil ist stark zersetzt und läßt sich mit den Fingern zu Pulver zerreiben. Sie enthält auch noch erkennbare Reste von *Alnus* (Blätter und Holz). In dem 6 cm mächtigen Birkenbruchwald ist der Torf ebenfalls stark zersetzt. Neben Birken — es handelt sich hauptsächlich um *Betula pubescens* — wurden Reste von *Hypnum* spec., *Phragmites* und *Carex vesicaria* gefunden. Es handelt sich also um einen nassen Birkenbruchwald von eutrophem Charakter. Die kleinen *Betula*-Pollen treten in der dritt- und viertuntersten Probe mit etwa 10—20 % auf. Eine stark beschädigte *Betula-nana*-Samenschuppe läßt auf die Anwesenheit dieser subarktischen Art schließen. Der Wechsel des Birkenbruches in einen Kiefernmoorwald in 6 cm Tiefe ist sowohl aus der Stratigraphie als auch aus dem Pollendiagramm zu ersehen, ein Beweis, daß die Pollen vorwiegend lokaler Herkunft sind. *Alnus* hat gleichzeitig einen Tiefstand von 10 % erreicht und ebenfalls *Corylus* ist bis auf 2 % gesunken. Dafür sind die Werte von *Carpinus* und *Picea* im Ansteigen begriffen und auch *Abies* tritt mit 1 % regelmäßig auf. Wahrscheinlich haben diese drei zuletzt genannten Arten die besseren Böden besiedelt, die heute in natürlichem Zustande einen Buchenwald tragen würden. Ähnliche Hainbuchen-Fichten-Tannen-

Mischwälder treffen wir heute erst im nördlichen Polen an, dessen jetziges Klima dem damaligen im Westen Europas glich.

In den obersten 6 cm des Waldmoores von Herbrum treten Torfmoose regelmäßiger auf. Schon in der Birkenbruchschicht nahmen die Prozente der *Sphagnum*-Sporen von 7 auf 44 % zu, ohne daß Reste von Torfmoosen gefunden wurden. Im Kiefernmoor dagegen wurden folgende Arten identifiziert: *Sphagnum squarrosum*, *Sph. cymbifolium*, *Sph. pulchrum*, *Sph. imbricatum*, ferner *Thuidium tamariscinum*, *Hypnum* spec., *Drosera* spec. und *Eriophorum polystachyon*.

Diese Vergesellschaftung von Moosen innerhalb des Kiefernwaldes kennzeichnet den indifferenten Charakter der damaligen Vegetation. Neben eutrophen Arten der *Sphagnum-squarrosum-Sph.-cymbifolium*-Synusie, die für die emsländischen rezenten Flachmoore charakteristisch ist, treten zwei oligotrophe Arten der gegenwärtigen Hochmoore auf. *Sphagnum pulchrum* ist gegenwärtig auf die Kolkkomplexe der lebenden Hochmoore beschränkt und kommt hier in einer reichen Zahl von Variationen vor. *Sphagnum imbricatum*, das den Hauptteil des jüngeren Moostorfes aufbaute und auch bereits im älteren Hochmoor vorhanden war, ist gegenwärtig in der emsländischen Hochmoorvegetation erloschen. Es kam bei Herbrum in der Variation *cristatum* vor, während *Sph. pulchrum* in einer schmächtigen schmalblättrigen Form beobachtet wurde, die in den gegenwärtigen Hochmooren fehlt, während sie in den Waldbrüchern Westdeutschlands, so im Wiehengebirge und im Sauerland, vorkommt. Im Birkenbruche muß *Thuidium tamariscinum* eine relativ dichte Vegetation gebildet haben. Es ist auch heute noch an solchen Standorten, besonders auf faulendem Holze, sehr verbreitet. Die Beimengung des Schilfrohres (*Phragmites*) und der Flaschensegge (*Carex vesicaria*) kennzeichnet noch gegenwärtig versumpfende eutrophe Wälder, z. B. sehr häufig in feuchten Eichen-Buchen-Wäldern bei Osnabrück. Die oligotrophe Vegetation, die ebenfalls durch die beiden Arten *Eriophorum polystachyon* und *Drosera* neben den beschriebenen Torfmoosen angezeigt wird, nahm erst dann überhand, als die Klimaverschlechterung schon sehr weit fortgeschritten war. Dasselbe gilt übrigens für alle interglazialen Moore Europas, und Docturowsky hatte besonders darauf hingewiesen.

Wir wissen nicht genau, ob zwischen dem Ende der Moorbildung bei Herbrum und dem Beginn der Talsandablagerung ein größerer Zeitabschnitt liegt, jedenfalls ist die Oberfläche des Moores stark verwittert und zum Teile aufgearbeitet, wahrscheinlich war das Moor ursprünglich mächtiger. An einer Parallelprobe konnten

auch Brandspuren im Hangenden des Torfes nebst einer Häufung von *Pinus*-Schließzellen beobachtet werden.

Ungefähr 3 km südöstlich dieser Stelle wurde dasselbe Moor beim Wehrbau der Goldfischdever schon früher angetroffen. Die Mitteilung dieses Fundes verdanke ich Herrn Regierungsbaurat Sagemüller, dem ich dafür danke. Nach Bericht vom 4. November 1927 wurden beim Wehrbau an der Goldfischdever nicht ganz 5 km südlich des Bahnhofs Aschendorf, etwa 600 m oberhalb der Bahnkreuzung, in einer Tiefe von 6 m unter Oberfläche und dann fallend, Moor angetroffen. Das Moor liegt nach dem Berichte in den fünf Bohrungen in folgender Tiefe:

Bohrung	4	Oberfläche	— 1,58 m N.N.	Basis	— 2,75 m N.N.
„	16	„	— 1,97 m N.N.	„	— 3,37 m N.N.
„	17	„	— 2,37 m N.N.	„	— 3,87 m N.N.
„	18	„	— 2,86 m N.N.	„	— 4,06 m N.N.
„	11	„	— 4,06 m N.N.	„	— 5,04 m N.N.

Es handelt sich um eine Bohrfolge in Süd-Nord-Richtung, die erkennen läßt, daß das Moor nach Norden zu einfällt. Während die Moormächtigkeit in der Bohrung 17 = 1,50 m beträgt, besitzt sie in der letzten Bohrung 11 nur noch 1 m. Nach einer Untersuchung, die in der Bremer Moorversuchsstation an einer Probe des Torfes vorgenommen wurde, sind verschiedene Torfarten in der Probe vorhanden (*Sphagnum*-, *Eriophorum*-, *Aulacomnium*-Torf mit *Hypnum*-Torf). Die beiden Pollenanalysen, die oberhalb des Profils von Herbrum eingezeichnet sind, zeigen eine radikale Verarmung der Flora, die für das Ende des Riß-Würm-Interglazials bzw. für den ersten Würmvorstoß charakteristisch ist.

Eine ähnliche starke Verarmung mit schneller Abnahme von *Picea* und Zunahme von *Pinus* auf annähernd 100% stellte Hesmer in dem annähernd 1 m mächtigen interglazialen Torf von Marsberg in Westfalen fest. Das Liegende dieses Torfes läßt noch das ausklingende Interglazial erkennen (mit *Alnus*, *Carpinus* und *Tilia*), dann folgt noch eine plötzliche Zunahme von *Picea*, worauf *Pinus* die absolute Herrschaft bekommt. Die Spektren fallen also in die Lücke zwischen dem zweit obersten von Herbrum-Goldfisch und dem obersten von Herbrum-Schleuse. Dann fällt *Picea* ebenfalls stark ab, während gleichzeitig in der Stratigraphie ein Wechsel von humosen Ton über Holztorf, Moostorf nach Ton stattfindet. Diese dünne Tonbank dürfte dem Höhepunkt des 1. Würmvorstoßes entsprechen. Dann tritt wieder *Sphagnum*-Torf auf.

Auch in Dänemark wurde in den Mooren des Herning-Typus ein ähnlicher Wechsel festgestellt, und es ist gar nicht ausgeschlossen, daß die Birken-Fichten-Kiefern-Schwankungen des

oberen Diagrammabschnittes von Hengelo-Sluisput (nach Florschütz) dieselben Zeiten umfassen. auch dort fällt die *Picea*-Kurve steil ab. während *Pinus* gleichzeitig zunimmt. Zum Unterschiede von Marsberg fällt in den Höhepunkt dieser Klimaverschlechterung ein vorübergehender Birkenanstieg bis zu 40%, dann kommt *Picea* wieder etwas voran (bis 10%). Die Fichte hat also während des ersten Würmvorstoßes in kleineren Beständen die Klimaverschlechterung überdauert, und dasselbe gilt für Hasel und Erle, die sowohl bei Herbrum als auch bei Hengelo in sehr niedrigen Prozenten während dieses Abschnittes vorhanden sind. Die 2 m mächtige interglaziale Moorschicht bei Hengelo ist hauptsächlich durch einen schnell wachsenden Braunmoostorf gebildet. In unmittelbarer Nähe dieses Sumpfes, wahrscheinlich direkt am Rande, konnten dreimal Erlen sich ausbreiten, so daß die sonst herrschenden *Picea*-Werte, die von einem außergewöhnlich dichten Fichtenbestande herrühren, dreimal gleichzeitig stark fallen. Also auch hier haben wir die Auswirkung von lokalen Beständen, die das normale Pollenbild der Entwicklung des Riß-Würm-Interglazials beeinflussen. *Carpinus* ist sogar bei Hengelo nur sporadisch vertreten, *Abies* dagegen regelmäßiger und auch höher. Es scheinen also in größerer Entfernung von der Küste schon ausgeprägte Fichten-Tannen-Wälder, die heute montane Stufen in Süddeutschland bedecken, sehr lange die Herrschaft gehabt zu haben. In Osteuropa waren es zu der gleichen Zeit besonders lang anhaltende Kiefernbrüche, die unter Umständen die Spektren während des Riß-Würm-Interglazials lokal beeinflußten. Wie ich in einer anderen Arbeit ausgeführt habe, reichte damals der Einfluß des atlantischen Klimas bedeutend weiter nach Südosten und Osten. Die regionalen Verhältnisse des Riß-Würm-Interglazials in Mitteleuropa werde ich an einer anderen Stelle ausführlich behandeln.

Im Gebiete der jetzigen Nordseeküste sind interglaziale Moorschichten wiederholt angetroffen und auch vereinzelt analysiert, so beispielsweise von Overbeck aus einer Tiefbohrung bei Hooksiel. Der humose Ton mit interglazialen Spektren wurde dort in einer Tiefe von 15,40 m bis 19,30 m angetroffen und umfaßt den Ausgang der zweiten und die gesamte dritte interglaziale Waldphase. Auch dort herrschen die Koniferen *Pinus* und *Picea* vor. Die Hainbuche ist regelmäßig, weniger dagegen die Weißtanne vertreten. Das Moor ist von einem grauen Sand mit größeren Feuersteinen und Kieseln bedeckt, die wahrscheinlich ebenso wie bei Tidofeld (Jever) von einer Scholle stammen. Derart schollenförmiges Auftreten von Geschieben oberhalb eines Interglazialmoores kann natürlich leicht dazu führen (besonders wenn es in einer Bohrung angetroffen wird), das Moor unter Umständen einer

älteren Interglazialzeit zuzuschreiben. In dem Falle Tidofeld haben wir genügend botanische Gründe für das Riß-Würm-glaziale Alter. Das Moor umfaßt hauptsächlich den gesamten Wärmeabschnitt (Eichen-Linden-Hasel-Zeit) und bildet infolgedessen eine wertvolle Ergänzung der jüngeren interglazialen Ablagerungen von Hengelo, Herbrum und Marsberg.

Wir müssen annehmen, daß der obere Teil des Interglazialmoores von Tidofeld durch Erosion vernichtet ist. Das Moor befindet sich ausnahmsweise in hoher Lage und wurde während Grabungen des Arbeitsdienstes in der Marsch unmittelbar unter derselben angetroffen. In dem geschiebereichen Sande über dem Moore stak ein großer Findling, der an seiner Oberfläche stark verwittert war. Herr Dr. h. c. H. Schütte-Oldenburg besorgte mir eine Moorprobe dieses Profils aus dem Kontakte des Interglazialmoores mit dem Diluvium. Diese Probe enthielt neben häufigen *Betula-nana*-Blattresten starke Durchmengung mit Sand und groben Kieseln und stammt aller Wahrscheinlichkeit nach der Pollenanalyse, deren Ergebnis im folgenden mitgeteilt sei, aus der Zeit des ersten Würmvorstoßes.

24% *Betula nana*, 25% *Betula verrucosa*, 41% *Betula pubescens*, 9% *Pinus*, 1% *Carpinus*, ferner 1% *Myrica*, 25% *Empetrum*, 3% *Sphagnum*, viele *Hypnum*-Sporen und 23 unbekannte Pollen.

Es haben sich also während des ersten Würmvorstoßes bei Tidofeld *Empetrum*-reiche *Betula*-Wälder entwickelt. In diesen Birkenwäldern kamen neben den jetzt noch vorhandenen Arten, *Betula pubescens* und *B. verrucosa*, die subarktische *Betula nana* vor. Weiter nach Nordosten (Dänemark) treten die beiden großen Birken ganz zurück und die Zwergbirke herrscht vor. Auch dort ist *Empetrum*, die Krähenbeere, während des ersten Würmvorstoßes zur Herrschaft gelangt, daneben aber auch häufig die Steinbeere (*Arctostaphylos uva ursi*). Der erste Würmvorstoß hat also im Beobachtungsgebiet die gemischten Wälder des Riß-Würm-Interglazials zum Erliegen gebracht, dafür breiteten sich Kiefernwälder aus, wenigstens auf einigen Mooren. Auf anderen Mooren (Tidofeld) dagegen entstanden Birkenwälder. Die anspruchsvollere Vegetation ist zwar nicht ganz verschwunden, aber war nur noch in Resten vorhanden.

Alle bisherigen Untersuchungen beschränkten sich auf den älteren Abschnitt des Jungquartärs. Erst in den letzten Jahren gelang es, durch die Untersuchungen von Talsandprofilen innerhalb des Hunte-Ems-Urstromtales die Entstehung jener Sande und damit das gesamte Jungquartär zum ersten Male lückenlos zu erforschen. Die erste Serie dieser Profile soll im folgenden beschrieben werden.

Das erste dieser Profile stammt aus der Gemarkung des Ortes Herbrum, und zwar vom Westufer der Goldfischdever, wo bereits früher das interglaziale Moor angetroffen wurde. Es umfaßt eine interglaziale Schichtenfolge von tonigen und humosen Sanden von insgesamt 3 m Mächtigkeit, deren Oberfläche bei 8,25 m unter Oberfläche liegt. Innerhalb dieser Schichtenfolge können wir einen Teilabschnitt von 8.65 m bis 9,60 m unter Oberfläche aussondern, der besonders dunkel gefärbt ist, und in dieser sind eine Reihe Moorpflanzen vertreten, nämlich *Aulacomnium palustre, Thuidium tamariscinum, Polytrichum formosum, Sphagnum recurvum, Eriophorum polystachyon*, ferner Rinde von *Alnus, Betula* und *Pinus*. In 8,70 m Tiefe traf der Bohrer ein Stück von *Picea*-Holz mit kleinen Quarzgeröllen zusammen an. In 10,50 m Tiefe wurden neben Resten von *Alnus*-Blättern auch solche von *Ilex* gefunden. Auf Grund der Analysen erwies sich die gesamte Ablagerung als Teich- bzw. Altwasserbildung innerhalb eines wald- und moorreichen Geländes.

Diese Moore beschränkten sich zunächst auf Bruchwaldmoore; erst während des letzten Abschnittes der Teichsedimentation breiteten sich Heide-*Sphagnum*-Moore aus, die dann seitwärts über das benachbarte Gelände transgredierten, und dort die bis 1,50 m mächtige Torfschicht bildeten, über die bereits berichtet wurde. Im Bohrloch 11 aus dem Jahre 1927 wurde das Moor in 8,02 m bis 9,04 m Tiefe unter Oberfläche angetroffen, im Bohrloch 4 in 5,23 m bis 6,40 m Tiefe! Diese beiden Bohrlöcher waren nur 24 m voneinander entfernt. Das Moor ist also auf eine steil einfallende Mulde beschränkt, deren tiefster Teil durch einen Teich eingenommen war. Der Boden des Teiches war von groben (fluviatilen) Sanden gebildet, stellt also ein isoliertes Bett der interglazialen Ems dar. Es ist interessant, daß auch an der nördlich gelegenen Fundstelle bei Herbrum-Schleuse in derselben Zeit bzw. kurz nach der Entstehung des Teiches durch Isolierung des Flußbettes die Bruchwaldmoorbildung einsetzte. Wir können daraus schließen, daß die Moorbildung die Folge der Tiefenerosion des Flußlaufes war, die durch die vermehrten Niederschläge mit dem Beginn des atlantischen Abschnittes (Hainbuchen-Tannen-Periode) des Riß-Würm-Interglazials hervorgerufen wurde.

Die mikrobotanischen Analysen der Sedimente des Herbrumer Teiches gestatten uns einen genauen Überblick über die Vegetation der zweiten Hälfte des Riß-Würm-Interglazials. Die Umgebung des Teiches war von mannigfachen Wäldern eingenommen, unter denen die Erlenbrücher lange Zeit die Vorhand hatten. Sie standen wie auch heute dem Überschwemmungsgebiet des Stromes am nächsten, und Birkenbrücher folgten ihnen erst weiter stromabseits.

Diese Birkenbrücher hatten infolge der Erosion des Flußlaufes die Neigung, in Birkenmoore überzugehen, die Übergangsmoorcharakter trugen. In den Birkenmooren waren auch Kiefern häufig vertreten. Auch die reinen Kiefernmoore, die gegen das Ende des Interglazials auf Kosten der Birkenmoore zunahmen, führten in ihrer Vegetation neben den oligotrophen noch eu-mesotrophe Arten. Auch *Picea* dürfte in diesen Mooren nicht gefehlt haben, wenn auch die Hauptverbreitung der Fichte auf die mineralischen Böden entfiel. Hier waren es auwaldartige Bestände, die neben Eichen, Linden und Ulmen in erster Linie bei Herbrum durch Hainbuchen und Stechpalmen charakterisiert wurden. Wir wissen, daß die atlantische Stechpalme im Riß-Würm-Interglazial weiter nach Osteuropa verbreitet war als gegenwärtig, und eigentümlich genug auf die gegenwärtigen Verhältnisse bezogen macht sich die Mischung einer Fichten- mit einer Stechpalmenflora während jener Zeit aus. Aus dem Diagramm lassen sich zwei *Ilex*-Zonen ablesen, erst während der zweiten bringt es *Abies* zu einer geschlossenen Kurve. In dem Heidemoor macht sich zu ersten Male *Empetrum* bemerkbar. Der Teich besitzt infolge der unmittelbaren Nachbarschaft von Heidemooren einen dystrophen Charakter. Unter der Teichvegetation ist das geringe Vorkommen von Gräsern und Seggen bemerkenswert. Die Uferbestände waren von Torfmoosschwingrasen eingenommen, die jegliche andere Vegetation zurückdrängten. Die schwellenden Polster von *Sphagnum recurvum* bereiteten dort Heide- und Waldvereinen den Boden, stellenweise war auch das Moos *Aulacomnium palustre* häufiger. Infolge von Hochwassern wurde regelmäßig Sand in den Teich eingeschwemmt, so daß sich keine reine Mudde bilden konnte.

Von den Schwimmpflanzen waren allein Teichrosen in dürftigen Beständen anwesend, nach den Pollen handelte es sich anscheinend um *Nuphar pumilum*, die noch heute innerhalb von *Sphagnum*-Mooren vorkommt. Nur während der ersten *Ilex*-Zone, die im Teiche durch ein helleres Sediment gekennzeichnet ist, fehlten *Nuphar*-Pollen ganz, wofür Schwammnadeln plötzlich auftraten.

Wichtig ist der Fund von einem *Fagus*-Pollen innerhalb der zweiten *Ilex*-Zone (9.50 m Tiefe), der beweist, daß die Buche nur sehr sporadisch vorkam. Auch die Eichenkurve ist auffallend niedrig im Gegensatz zu der atlantischen Periode des Postglazials. Hainbuchen und Fichten nebst Tanne deuten auf eine andere Lage der Meere damaliger Zeit hin[1]).

[1]) Es muß besonders hervorgehoben werden, daß die Pollendichte während des Riß-Würm-Interglazials bei Herbrum bedeutend höher als in der Nacheiszeit war, sie betrug durchschnittlich 100 B.P. auf 2 qcm Präparatsfläche.

Mit den beiden Brandzonen des Profiles Herbrum 2 deckt sich das Vorkommen von *Chenopodiaceae* der Ruderalflora und einiger anderer unbekannter Pollen, unter denen besonders ein großer *Rhus*-ähnlicher Pollen auffällt. Die erste Brandzone in 9,50 bis bis 9,90 m Tiefe fällt mit der Aschenlage im Profil Herbrum I (Schleuse) zusammen.

Die Brandzonen mit den sie begleitenden Kulturpflanzen sind deutliche Hinweise auf eine relativ dichte Bevölkerung, die nach unseren Kenntnissen zum Neandertalkreise gehörte. Wir können also erwarten, daß die interglazialen Moore im Emsgebiete ein ähnlich reichhaltiges anthropologisches Material bergen wie die berühmten Fundstätten von Taubach und Ehringsdorf bei Weimar. Dementsprechend umfangreich dürften Fundstellen mit den Steingeräten jener Menschen auf der hohen Geest des Hümmlings sein. Sie wurden erst in den letzten Jahren beachtet.

Mit dem Verschwinden der anspruchsvollen Laubwaldarten beginnt die Zeit des ersten Würmvorstoßes, die im Hangenden des Lagers Herbrum 2 noch erfaßt ist und an mehreren anderen Stellen Nordwestdeutschlands ebenfalls von mir untersucht wurde.

4. Kapitel

Der erste Würmvorstoß

Die Sedimente dieses Abschnittes umfassen vorwiegend feinkörnige und tonige Sande, seltener Heidemoore mit nordischen Arten oder Gyttjen mit subarktischen Wasserpflanzen. Bei Herbrum ist es ein humoser Sand mit helleren Sandschlieren, der nach oben von hellem Talsand plötzlich abgelöst wird. Der Beginn der Talsandtransgression über den Teichsedimenten fällt mit dem Ausscheiden der Laubwaldarten und dem Anstieg von *Pinus* zusammen. Nach Ulmen und Stechpalmen fallen die Eichen aus, während sich Hainbuchen, Fichten und Erlen etwas länger halten. Mit dem Verschwinden von Eiche und Hasel im Pollendiagramm scheidet auch *Erica tetralix* unter den Heidemoorpflanzen aus, während dafür die nordische Krähenbeere (*Empetrum nigrum*) plötzlich zunimmt. Fichten haben sich in der Umgebung stark ausgebreitet, ebenfalls ein Merkmal der Klimaverschlechterung zu Beginn des Würm-I-Vorstoßes. Milthers und Jessen schlossen aus dem Fehlen von Ablagerungen der Moore und Teiche der Würm-1 2-Zeit im Osten der jütländischen Halbinsel, daß die Gletscher des ersten Vorstoßes nur jenen Teil erreichten. Jedenfalls genügte das Klima jenes Eisvorstoßes nicht, die nordischen Wälder unseres Gebietes zu vernichten. Fichten, Kiefern und Birken überstanden ihn. Unmittelbar vor dem Zeitpunkte, der in unseren Diagramm

den Höchststand der Klimaverschlechterung während des W-1-Vorstoßes bezeichnet. ist noch eine geringe Wärmerückschwankung festzustellen. *Alnus*, *Carpinus* und *Quercus* nahmen schwach zu.

Die Pollendichte der Waldarten hat sich während des Würm 1-Vorstoßes fortgesetzt verringert, die N.B.-Pollen nehmen dementsprechend zu. Das Heidemoor am Rande der Mulde setzt sein Wachstum fort und schiebt sich über das benachbarte höhere Gelände. Mit dem Ansteigen der Talsandfluten wird zuerst der tiefste Teil der Mulde ausgefüllt und später das ganze Moor bedeckt.

Im Hangenden des Profils Herbrum 2 traten in 5 m Tiefe unter Oberfläche Schichten mit Mikrofossilien des Würm-2-Vorstoßes auf. in den übrigen Zeitabschnitten hielt also die Talsandtransgression ununterbrochen an. Unmittelbar unter der Oberfläche lag schließlich ein spätglazialer Schwarzsandboden mit einer Bleichsand-Moordecke der Nacheiszeit.

Der Höhepunkt des Würm-I-Vorstoßes ist in der interglazialen Schichtenfolge von Herbrum nicht mehr erfaßt. wir treffen ihn dagegen im Liegenden des Profiles Aschendorfer Dever, und zwar in 9,30 m Tiefe an, also in unmittelbaren Anschluß des Hangenden aus dem Profil Herbrum 2. Die Bohrung Aschendorfer Dever liegt 50 m nördlich der Brunnenbohrung Ahlders am Aschendorfer Wege (1930). die unter 8 m Talsand 2 m Moor, und dann von 10 m bis 13,5 m schwarzen Lauenburger Ton antraf. Das Moor enthielt einen oberen und einen unteren *Sphagnum*-Torfhorizont. der durch eine Gyttjalage voneinander getrennt war. Die untere *Sphagnum*-Torfschicht entspricht dem Heidemoor bei Herbrum, die obere der Moorschicht in 8 m Tiefe des Profiles Aschendorfer Dever. Der Anstieg der Emsgewässer war also nicht stark genug, um an dieser Stelle eine Transgression des Talsandes herbeizuführen. Dafür geriet das Moor am Aschendorfer Wege zeitweise unter Wasser, so daß sich eine Teichbildung in die Landsedimente einschieben konnte. Diese Teichbildung entfällt auf die erste Hälfte des Interglazials Würm 1—2, die Zeit der „Upper mud-beds“ der Dänen. Sie soll im folgenden Kapitel geschildert werden.

Die Teichbildung beginnt an der Aschendorfer Dever mit einer sandig-tonigen *Myriophyllum*-Gyttja. An den höheren Stellen des Geländes wuchs das subarktische Heidemoor, das bereits im ausgehenden Riß-Würm-Interglazial entstanden war, noch weiter und streute seine Pollen in diesen Teich, den wir uns von *Sphagnum*-Inseln umgeben vorstellen müssen. Bemerkenswert ist wieder die nordische Krähenbeere (*Empetrum nigrum*) neben geringer *Calluna*. Zwergstrauchweiden, *Betula nana* und *Pinus montana*, von der ein Zapfen gefunden wurde, vervollständigten die Vegetation des Moores. Unter den Waldpollen ist vorübergehend auch der Pollen

der Fichte verschwunden. Mit dem Verschwinden von *Betula nana* aus der Vegetation in 9 m Tiefe des Profiles Aschendorfer Dever endete die Zeit des Würm-I-Vorstoßes.

Eine ähnliche Vegetation ist auch im Liegenden des Profiles Faanenmoor vorhanden, nur daß an jener Stelle Seggensümpfe während des Eisvorstoßes das Gelände beherrschten, und außerdem der Sanddorn (*Hippophaë*) vorkam.

Leider sind die von Jessen und Milthers aus Dänemark und Nordwestdeutschland untersuchten Interglazialprofile in zu großen Abständen analysiert, um genaue Zeiteinteilungen zu ermöglichen. Eins der wichtigsten Profile ist dasjenige von Römstedt aus der nördlichen Lüneburger Heide. Dieses Profil enthält in 3,80 m Tiefe anscheinend Schichten des Würm-I-Vorstoßes innerhalb einer *Sphagnum*-Torfbildung, die während der Hainbuchenperiode des Riß-Würm-Interglazials aus einem Schilfmoor entstanden war, und erst während des Interglazials Würm 1–2 von einer Tongyttja überlagert wurde.

Dagegen schließen die Interglazialprofile von Rinnersdorf und Lauenburg (Kuhgrund II) ebenso wie die von Hengelo und Schulau mit dem Beginn des ersten Würmvorstoßes. Von diesen Profilen soll an dieser Stelle dasjenige von Schulau an der Unterelbe beschrieben werden. Die Proben wurden am 8. Juni 1936 von Herrn Professor Gripp entnommen und von dem Verfasser analysiert. Über die Lagerungsform teilt der erstere folgendes mit:

„Bei dem Interglazial von Schulau handelt es sich um die Reste eines Torflagers, das flach und ungestört einem flachen Gebiet aufgelagert ist. Da das Lager früher am steilen Elbufer weiter nach unten gereicht haben soll bzw. heute infolge Rückverlegung des Ufers höher liegt, dürfte es sich um die Randzone eines südlicher gelegenen, jetzt aber vom Elbtal zerstörten Vorkommens handeln. Der völlig ungestörte Torf liegt auf Geschiebemergel. Er wird von Sanden und Kiesen überlagert. Seine Ausdehnung ist unbekannt, da die Deckschichten mächtiger als 2 m sind.

Die den Torf überlagernden Sande, soweit sie kiesig sind, hat man früher für Reste einer Grundmoräne gehalten. Seitdem aber der periglaziale Schutttransport bekannt ist, sind alle derartigen Versuche hinfällig.

Die Geschiebemergelplatte, auf der das Torflager liegt, wird in 1 km Entfernung nach Osten von den sandig-kiesigen Absätzen der Endmoräne von Blankenese abgelöst. Jener Endmoränenrest dürfte die Fortsetzung der bei Harburg das Elbtal erreichenden Fläming-Endmoräne sein. Infolgedessen ist die Altersansetzung in das Riß-Würm-Interglazial als richtig anzusehen."

Im Jahrbuch 1909, Bd. XXVII, veröffentlichten H. Schröder und J. Stoller über „diluviale marine und Süßwasserschichten bei Ütersen-Schulau". Sie teilten darüber folgendes mit:

„Es zeigte sich, daß der Torf eine sehr flache Mulde ausfüllt. Seine Mächtigkeit schwankt von 0,2 1,0 m. An den beiden Flügeln ist er tiefschwarz, krümelig und strukturlos, während er nach der Mitte zu als ein durchschnittlich 1 m mächtiger Seggentorf entwickelt ist. Im Osten war das Schulauer Flachmoor von einem Nadelwald mit wenigen untermischten Laubbäumen begrenzt. *Carpinus betulus* und *Tilia platyphyllos*[1]) wuchsen jedenfalls schon außerhalb des Moorbereiches"

Von Wasser- bzw. Sumpfpflanzen wurden bei Schulau gefunden: *Sparganium ramosum*, *Sp. neglectum*, *Potamogeton natans*, *P. praelongus*, *P. densus*, sowie mit einiger Wahrscheinlichkeit die Laichkrautarten: *P. fluitans*, *P. alpinus*, *P. crispus*, *P. pusillus*, *P. trichoides*, ferner *Najus major*, *Hydrocharis morsus ranae*, *Stratiotes aloides*, *Cladium mariscus*, *Scirpus lacustris*, *Carex pseudo-cyperus*, *C. rostrata*, *Phragmites communis*, *Nymphaea alba*, *Nuphar luteum*, *Ceratophyllum demersum* und *C. submersum*, *Caltha palustris*, *Comarum palustre*, *Myriophyllum spicatum*, *Hippuris vulgaris*, *Menyanthes trifoliata*.

Unter den Heidearten werden erwähnt: *Arctostaphylos uva ursi* und *Empetrum nigrum*. Dagegen aus dem nördlich gelegenen Interglazialmoor bei Ütersen auch *Calluna vulgaris*, *Erica tetralix*, *Vaccinium oxycoccus* und *Myrica gale*, von letzterer „zahlreiche Früchte und Blätter aus dem Hangenden des Torfes".

Über *Pinus montana* wurde mitgeteilt:

„Wenige Nadeln dieser Art wurden in der oberen Hälfte des Torfes, eine Nadel nahe der Basis gefunden. Mehrere wohlerhaltene Zapfen aus den hangenden Partien stimmen zum Teil gut mit *Pinus montana* in den Formen *mughoides* und *pumilio* überein."

Durch die Mikroanalyse konnten bei Schulau folgende Arten neu gefunden werden: *Abies alba*, *Betula nana*, *Vaccinium vitis idaea*, *V. myrtillus*, *Andromeda polifolia*, *Pirola* spec., *Lycopodium inundatum*, *L. selago*, *Calluna vulgaris*, *Juniperus communis*, *Stellaria palustris* und *Polypodium vulgare*.

Ferner durch Makroanalyse: *Thuidium tamariscinum*, *Calliergon stramineum*, *Scorpidium scorpioides*, *Sphagnum squarrosum*, *Sph. amblyphyllum*.

Die Ablagerung beginnt mit einem humosen Sande, in dem Reste von *Betula* gefunden wurden. Dieser Sand geht in einen

[1]) Diese Linde wuchs auch bei Herbrum!

Nadelwaldhumus über, in dem Reste von *Pinus* und *Picea* ungefähr gleich häufig sind. In diesem feuchten Nadelwalde wucherten Moosbulte von *Thuidium tamariscinum* und *Sphagnum squarrosum*. Als die letztere Art zunahm, wanderten auch Riedgräser in dem Walde ein. Kurze Zeit darauf wurde der Nadelwald durch einen transgredierenden Braunmoossumpf zum Erliegen gebracht. Das Mengenverhältnis in diesem Sumpfe verschob sich zugunsten von *Scorpidium scorpioides*, während der Anteil von *Calliergon stramineum* dafür abnahm. Daneben machte *Sphagnum squarrosum* ungefähr ein Viertel der Torfmenge aus. Damit war die feuchteste Phase des Moores abgeschlossen, und ein *Sphagnum amblyphyllum*-Moor leitete unvermittelt ein subarktisches Heidemoor mit *Lycopodium selago*, *Vaccinium vitis idaea* und *V. myrtillus* sowie *Calluna vulgaris*, *Pirola* und *Empetrum nigrum* ein. Gleichzeitig breiten sich in dem Moore Birken aus (mit geringer Beteiligung von *Betula nana*!).

Die Bildung des Heidemoores bei Schulau deckt sich zeitlich mit dem Beginn des Würm-1-Vorstoßes, doch schließt die Moorbildung noch vor dem Höhepunkte desselben mit einem tonigen Sande ab, der hinwiederum von einem scharfen Sande ohne Fossilien (diskordant nach dem mikrobotanischen Befund!) überlagert wird. In dem tonigen Sande sind die von Herbrum schon beschriebenen Symptome einer geringen Erwärmung unmittelbar vor dem Höchststand des Würm-1-Vorstoßes enthalten.

Eine ähnliche subarktische Flora wurde in den untersuchten Proben des Torflagers von Tidofeld durch den Verfasser festgestellt. Sie umfaßt dort nur eine 5 cm mächtige Lage von Tonmudde, die von einer Detritusgyttja unterlagert und von einer kiesigen Sandschicht nach oben abgeschlossen wird. Zu den bereits erwähnten subarktischen Heidemoorarten treten bei Tidofeld noch hinzu *Arctostaphylos uva ursi*, *Selaginella* und *Hippophaë*. Wasserpflanzen fehlen in der Mudde völlig, dagegen ist der Tongehalt ungewöhnlich hoch. In der Umgebung bestand ein Birkenmoor, in dem neben Zwergweiden und *Betula pubescens Betula nana* besonders häufig war.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Während des Würm-1-Vorstoßes waren neben nordischen Nadelwäldern besonders auf den Mooren subarktische Heidemoorvereine verbreitet. Die Talsandtransgression, die bereits vor diesem Eisvorstoß in den tieferen, flußnahen Mulden einsetzte, wiederholte sich auch nach demselben, nahm aber in beiden Abschnitten noch kein größeres Ausmaß an.

5. Kapitel

Das Interglazial Würm I—II

Wie schon im vorigen Kapitel gezeigt wurde, konnte der 1. Würmvorstoß die Wälder, wenn auch nur in Form der nordischen Nadel- und Birkenwälder, nicht vernichten, und zu Beginn des folgenden Interglazials breiteten sich auch gemäßigte Elemente erneut aus. Ablagerungen dieses Interglazials Würm I–II wurden zuerst in Dänemark durch Milthers und Jessen untersucht und im Jahre 1928 beschrieben. Nach dem Fundorte Herning in Jütland läßt es sich auch als „Herning-Interglazial" bezeichnen.

Es handelt sich um doppelte Moorlagen, die gewöhnlich durch pollenarme Tone oder Sandlagen getrennt sind. Dieser „Herning-Typus" kommt nur im westlichen Dänemark vor. Außerordentlich wichtig ist die Feststellung, daß in einzelnen Profilen, so z. B. Rodebaek, eine kontinuierliche Spektrenfolge vom Riß-Würm-Interglazial über den ersten Würmvorstoß bis zum folgenden Interglazial vorhanden ist. Die Zone g (mit *Pinus*- und *Betula*-Dominanz) ist ein Beweis für die Verarmung der Vegetation während des ersten Würmvorstoßes in Dänemark, doch auch dort fehlen *Corylus* und *Alnus* während dieser Zeit nicht. In anderen Profilen (so Norbölling und Herning) ist auch *Picea* während des ersten Eisvorstoßes vorhanden.

In den Profilen von Rodebaek wird aus der Zone g „*Sphagnum*-Torf mit Sand gemischt" angegeben. In einer Bohrung wurden in dieser geringmächtigen Schicht *Betula pubescens*, *Carex* spec. und *Calluna vulgaris* angegeben. Diese 50 cm mächtige Schicht wird in der Bohrung 5 durch eine 1.10 m mächtige Lage braunen feinen Sandes überdeckt, dann folgt eine 1,15 m mächtige Lage graubraunen Tones mit mehreren Fossilien darunter: *Armeria vulgaris*, *Betula nana*, *B. pubescens*, *Carex pseudocyperus*, *Amblystegium stellatum*, *Calliergon stramineum*, *Hypnum exannulatum*, *Polytrichum strictum*, *Racomitrium canescens*, *Sphagnum* sp.

In dieser Zone (E) ändert sich das Waldbild des Interglazials, und zwar nimmt *Pinus* ab, gleichzeitig treten *Quercus*, *Alnus* und *Corylus* entweder neu auf oder nehmen zu. Die Wärmezunahme, die sich darin dokumentiert, ist allerdings im Vergleich mit der Wärmezunahme des vorhergehenden Interglazials geringer, und infolgedessen ist auch die begleitende Flora gegenüber der des Interglazials in dem See verarmt. Charakteristisch ist die Mischung von subarktischen Arten wie *Betula nana* und *Empetrum nigrum* mit Arten, die gemäßigtes Klima anzeigen, wie *Carex pseudocyperus* u. a. Die Moosflora ist eine verarmte Flachmoorflora in einer Vergesellschaftung, wie sie heute in den nordischen Flach-

mooren auftritt. Oberhalb des Tones liegt eine 35 cm mächtige braune feinsandige Mudde (Gyttja) mit folgenden Fossilien: *Batrachium aquatile*, *Carex* sp., *Empetrum nigrum*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Sparganium minimum* u. a.

In dieser Zone verschwinden die wärmefordernden Arten, *Pinus* nimmt zu und *Picea* tritt erneut auf. Es ist der relativ kurze Abschnitt des atlantischen Einschlages in der Vegetation, ein Abschnitt, der auch in den emsländischen interglazialen Schichten sich dokumentiert.

Über den interglazialen Schichten folgen Sandlagen, die bei Rodebaek und Brörup-Hotel-Bog 1 – 2 m mächtig sind. Wie aus der Stratigraphie der Linienbohrung von letzterem Orte hervorgeht, ist dieser Sand an den Rändern des Seebeckens mit steinigem Sand verzahnt, eine Erscheinung, die wir auf Abschwemmung von höheren Moränenrändern erklären können. Das ist also die Auswirkung des ersten Würmvorstoßes, und die Ablagerungen des Interglazials beginnen mit einem braunen Flugsand. In dem Tonlager liegt das Maximum des Interglazials und schließlich entwickeln sich über Gyttjen noch *Hypnum*- und *Sphagnum*-Törfe. Gleichzeitig sind Anzeichen der fortschreitenden Klimaverschlechterung bemerkbar, die das Ende des Interglazials begleiten. In der Bohrung 3 dieses Ortes besteht die stratigraphische Folge der interglazialen Schichten aus Tongyttja-Gyttja-*Sphagnum*-Torf. In den beiden ersteren Schichten ist der wärmere Abschnitt enthalten (*Corylus* erreicht einen lokalen Gipfel von 133%), auch *Tilia*, *Ulmus* und *Quercus* sind vorhanden, und *Alnus* überschreitet 50%. Diese Wärmephase wird durch eine *Betula*-Phase abgelöst, die ebenfalls als lokale Erscheinung gewertet werden muß. Sie stellt den Übergang zum atlantischen Abschnitt des Interglazials mit starker *Picea*-Zunahme bis über 60% dar. Der Fossilieninhalt des *Sphagnum*-Torfes ist zur Beurteilung dieses letzten Abschnittes nicht wertlos. Es werden u. a. angegeben: *Betula nana*, *Betula pubescens*, *Picea excelsa*, *Juniperus communis*, *Empetrum nigrum*, *Arctostaphylos uva ursi*.

Der *Sphagnum*-Torf geht seitlich in einen *Hypnum*-Torf über, der aus *Hypnum exannulatum* besteht, in dem ebenfalls Reste von *Betula nana* und *Picea excelsa* angegeben werden. Die mitgeteilte Vegetation beweist, daß während des atlantischen Abschnittes in Dänemark an den Rändern der Seen nordische Nadelwälder mit Zwerg- und Moorbirken, Wacholder-, Krähen- und Steinbeeren wuchsen, während die Seen selbst durch subarktische Moosvereine verlandeten (*Hypnum exannulatum*!). Zur Beurteilung der Waldvegetation ist auch die Pollendichte nicht unwesentlich, nur während der erwähnten Birkenphase, die den Übergang vom Wärme-

abschnitt zum atlantischen Abschnitt des Interglazials bildet, ist die Pollendichte gestiegen. Während der übrigen Zeit waren also die Wälder nur locker gestellt, und wir erkennen daraus den steppenartigen Charakter der Vegetation, der in nördlicheren Breiten subarktische Züge annahm.

Die weitere Entwicklung des ersten Interglazials ist in den meisten dänischen Diagrammen nicht vorhanden. Nur bei Herning ist sie noch in isolierten Spektren angegeben (Zone n). Während dieser Zeit machten sich die Anzeichen des zweiten Würmvorstoßes schon so stark bemerkbar, daß die Sedimentierung zum zweiten Male aufhörte und Sandlager die Seen erneut bedeckten. Schließlich wurden die östlich gelegenen Seen Dänemarks durch Moränen zugeschüttet.

Zusammenfassend können wir sagen, daß im W-I—II-Interglazial in Dänemark lockere Birken-Kiefern-Wälder die vorherrschende Vegetation bildeten. Während der Wärmephase mischten sich ihnen Erlen-Hasel- und Eichen-Mischwald-Elemente bei und schließlich wurden diese in der atlantischen Phase durch Fichten abgelöst.

Dasselbe gilt auch für die Umgebung von Römstedt in der Lüneburger Heide. Dort ist im Liegenden einer 2,75 m mächtigen Schicht, die zum größten Teil aus *Sphagnum-Eriophorum*-Torf besteht, ein Dy vorhanden, der sich am Ende des Wärmeabschnittes des Riß-Würm-Interglazials gebildet hat. In diesem Dy ist *Brasenia purpurea* gefunden. Der größte Teil der Moorbildung fällt in den dritten interglazialen Abschnitt, die Hainbuchen-Tannen-Phase. *Carpinus* erreicht hohe Werte (bis 60%). und wird danach durch *Picea* und *Pinus* abgelöst. Mit dem *Pinus*-Maximum hat die Pollendichte ihren niedrigsten Stand erreicht, gleichzeitig sind alle anspruchsvolleren Arten verschwunden, nur *Picea* und *Alnus* haben noch niedrige Prozente. Das sind sämtlich Kennzeichen des ersten Würmvorstoßes. Die Moorbildung wird aber durch diesen Vorstoß nicht unterbrochen, sondern hört erst kurz danach auf, in dem eine 1,80 m mächtige Lage Gyttja den Torf bedeckt. Schon diese stratigraphische Erscheinung läßt darauf schließen, daß die Gyttja eine interglaziale Bildung ist, während die Dänen sie als Übergangszone (Zone i) betrachteten. In dieser Zone beobachten wir eine erste vorübergehende schwache Zunahme von *Alnus*, *Corylus* und *Carpinus*, während *Pinus* abnimmt, eine Erscheinung, die den dänischen Mooren fehlt. Der Wärmeabschnitt des Interglazials W I—II in Dänemark ist mit diesem ersten schwachen Wärmevorstoß nicht identisch.

Die Talsandprofile von der Unterems vermitteln uns genauere Kenntnisse über den Vegetations- und Klimaablauf der Würm-

eiszeit als die bisherigen Untersuchungen das ermöglichen. Das liegt daran, daß wir in diesen Talsandbildungen ungestörte Sedimente besitzen, die wir näher zum Eisrande hin vergeblich suchen. Anderseits ist die Entfernung zu den Endlagen der würmeiszeitlichen Gletscher nicht allzu groß, daß deren Schwankungen nicht mehr in Erscheinung treten könnten. Aus den bisherigen Mitteilungen der Geologen (so Tietze und Dodo Wildvang) geht hervor, daß Talsandmoore sowohl am Mittellauf der Ems als auch im Küstenabschnitt sehr verbreitet sind. Neuerdings teilte D. Wildvang einen Bodenschnitt durch die Leybucht längs des neuen Deiches mit, in dem an drei Stellen würmglaziale bzw. interglaziale Moore angetroffen wurden. Im Profil II lagerte dieses Moor in 7,05—7,85 m Tiefe unter Oberfläche, im Profil VI in 5,40—6,40 m Tiefe und im Profil VIII in 3,50—4,50 m Tiefe unter der Oberfläche. In keinem der genannten Fälle wurden die Moore untersucht, auch fehlen genauere Angaben über die „Talsande" völlig, die nach meinen Erfahrungen die verschiedensten Sedimente umfassen. Ein Musterbeispiel dafür sind die Profile bei Herbrum, Aschendorf und Papenburg, die von mir in den letzten Jahren untersucht wurden.

Aus dem Profile „Aschendorfer Dever" wurde bereits in dem vorigen Kapitel der untere Abschnitt beschrieben. Er enthält den ersten Würmvorstoß. Er endete mit dem Sturz der *Betula*-Kurve bzw. mit dem Erlöschen der *Betula-nana*-Werte. Gleichzeitig war das Wasser des Teiches tiefer geworden, was besonders durch den Rückgang der N.B.P.-Werte in Erscheinung tritt. Während in der tonigen Gyttja ebenso wie im Spätglazial der Nacheiszeit *Pediastrum*-Arten vorherrschten, nahmen Diatomeen und Nadeln von *Spongilla*-Arten deren Stelle ein. Unter den Pollen ist *Typha* vorhanden, und unmittelbar beginnt darauf eine geschlossene Kurve von *Nuphar*. Zweimal sind die Elemente des Eichenmischwaldes (Eiche und Hasel) länger hervorgetreten, während Hainbuche und Erle ununterbrochen vorkamen. Die Fichte zeigt im Verlaufe dieser Entwicklung einen zweimaligen Anstieg, außerdem ist *Abies alba* in fünf Schichten nachweisbar. Ebenso wie in Polen (Zydowszczyzna bei Grodno) herrscht die Kiefer während des gesamten Würm-I—II-Interglazials vor, doch sind dort Weißtannen entsprechend ihrem größeren Vorkommen während des Riß-Würm-Interglazials auch in dieser Zeit weit häufiger als im Westen. Die Fichtenkurven zeigen an beiden Orten einen ähnlichen doppelten Anstieg, sie tritt ebenfalls im Profil „Faanenmoor" auf, so daß wir die regionale Bedeutung dieser Erscheinung feststellen können. Nach den Untersuchungen in Polen und im Emslande kann von einer eigentlichen Eichenmischwaldperiode

innerhalb der Zwischeneiszeit nicht gesprochen werden, *Picea*, *Abies* und Hainbuche sind gleich zu Beginn der wärmeren Zeit mit wesentlicher Beteiligung nachweisbar, so daß wir annehmen müssen, daß das Klima der W-I—II-Zwischeneiszeit ein „gemäßigtkühles" gewesen sein muß. *Betula nana* konnte an Reliktstandorten (so im Faanenmoor!) überdauern, sie konnte allerdings in geringen Beständen auch im Riß-Würm-Interglazial nachgewiesen werden. Das geschlossene Vorkommen des Poststrauches (*Myrica gale*) während des wärmeren Abschnittes des W-I—II-Interglazials an der Aschendorfer Dever ist ebenfalls ein Beweis für das gemäßigt-kühlfeuchte Klima jener Zeit, die dort mit einer erneuten Moorbildung ihr Ende fand.

Wir sahen schon, daß es sich bei dieser Moorbildung um das Wiederaufleben einer Heidemoorbildung aus der Zeit des ersten Würmvorstoßes handelte. Sie hielt hier mehrere Jahrtausende stand und bildete einen durch die überlagernden Talsande stark zusammengepreßten Heidemoortorf. In diesem Torfe wurden folgende Arten nachgewiesen: *Pinus* spec., *Vaccinium oxycoccus*, *Vaccinium vitis idaea*, *Empetrum nigrum*, *Calluna vulgaris*, *Eriophorum polystachyon*, *E. vaginatum*, *Aulacomnium palustre*, *Scorpidium scorpioides*, *Sphagnum recurvum*.

Der Hochstand der Heide- und *Sphagnum*-Kurven im Profil Aschendorfer Dever fällt mit dem zweiten Fichtengipfel des Interglazials zusammen, und unmittelbar darauf beginnt der plötzliche Anstieg von *Betula nana*, der die Kälteschwankung W I a begleitet. Damit ist der gemäßigte Teil des Interglazials, der schätzungsweise eine Dauer von 17000 Jahren hatte, beendet.

Bei Grodno in Nordpolen brachte der gemäßigte Abschnitt des Würm-I—II-Interglazials ungefähr 2 m Sediment, im Emsgebiete stellen wir innerhalb desselben Zeitraumes rund 1 m Gesamtmächtigkeit fest. Auch die emsländischen Moore der Nacheiszeit brachten im Durchschnitt nur die Hälfte der Torfmenge (in vertikaler Richtung) hervor wie die östlichen Moore.

6. Kapitel

Die subarktische Klimaschwankung des Würm-II-Hauptvorstoßes

Aus dieser Zeit wurden in einer Sonderarbeit eine Reihe Moore beschrieben und besonders gezeigt, welche Schwierigkeiten die Einstufung der isoliert auftretenden Moorlager verursachten. Eine endgültige Einstufung konnte erst dann erfolgen, nachdem es gelang, in den unteremsischen Talsandprofilen den subarktischen

Torfhorizont wiederzufinden. Zur Erläuterung der Eingliederung wurde das Profil „Vosseberg-West" bereits in jener Arbeit beschrieben und veröffentlicht.

Der subarktische Torfhorizont wird nach oben durch bändertonartige Sande begrenzt, welche die arktischen Floren (*Dryas*-Flora) des Würm-II-Hauptvorstoßes enthalten, und relativ leicht erkennbar sind.

An mehreren Stellen werden diese Sandbildungen durch dünne *Scorpidium*- oder seltener Seggentorflagen eingeleitet, deren auffälligste Vorkommen dicht unter der Oberfläche der Anlaß zu der Untersuchung jener Torflager bildete. Auch in Ostfriesland sind diese arktischen Torfschichten stellenweise sehr häufig. Sie wurden von geologischer Seite fälschlicherweise in die Riß-Eiszeit gestellt.

Die bisherigen pollenanalytischen und stratigraphischen Befunde ließen sich folgendermaßen deuten. Die Schicht in 6,50 m Tiefe des Profils Vosseberg-West ist das Äquivalent des Eisvorstoßes Würm II. Sie entspricht einer Zeit geringster Wasserzufuhr infolge des Eintretens extrem arktischer Verhältnisse in den Nährgebieten der Gletscher. Dieselbe Schicht tritt im Profil Aschendorfer Dever in 7,50 m Tiefe, im Profil Faanenmoor in 5,50 m Tiefe auf. An allen drei Orten ist dieser Torf als Seggentorf gleicher petrographischer Beschaffenheit ausgebildet.

Die auffällige, hellrotbraune Färbung und die hochgradige Zersetzung, sowie die feine, durch Flugsandlagen hervorgerufene Schichtung lassen diese Torfe sofort als „würmeiszeitlich" erkennen. Die Schichten des Würm-II-Hauptvorstoßes werden von denen des Eisvorstoßes Würm Ia durch Ablagerungen limnischen Charakters getrennt, und diese gehören der Zeit der subarktischen Klimaschwankung unmittelbar vor dem Hauptvorstoße an. Bei dem Auftreten dieser Klimaschwankung werden wir an die parallele Erscheinung zu Beginn des Würm-I-Vorstoßes erinnert, die im 4. Kapitel dieser Arbeit geschildert wurde. Die jüngere Schwankung dürfte sich aber über einen längeren Zeitraum erstreckt haben.

Die Gyttjen der subarktischen Klimaschwankung sind in der Regel *Myriophyllum*- oder *Sparganium*-Gyttjen und zeichnen sich sämtlich durch ihren Sandgehalt und ihre schwarze Färbung aus. Sie wurden bei Bookholt und Bimolten an der Vechte zuerst angetroffen und bereits beschrieben. Ihnen allen, auch den gleichaltrigen Talsanden, ist der geringe Pollengehalt gemeinsam, und wir sahen in den unteremsischen Profilen, daß die Abnahme der Pollenfrequenz mit der Zone W Ia begann. In sämtlichen Profilen treten während des Verlaufes der ferneren Entwicklung sporadisch

wärmere Elemente (Eiche, Hasel und Erle) auf, ferner *Myrica gale* und Farne. Der gesetzmäßige Verlauf der Farnkurve konnte in Bentheim für Synchronisierungen benutzt werden, und auch an der Unterems ist das Farnvorkommen auf dieselbe Zeit beschränkt.

An der Aschendorfer Dever stürzten zu Beginn der Schwankung die *Sphagnum*- und Heidekurven steil ab, ein Zeichen der Transgression des Teiches, der dort ein *Sparganium*-Teich war. Unter den Samen wurden sowohl *Sparganium affine* wie auch *Sparganium minimum* bestimmt, ferner traten in geringerer Menge Laichkräuter und in zwei Schichten auch *Nuphar* auf. Ein Teichstadium mit vereinzeltem Rohrkolben (*Typha*) leitete in ein Seggenried über, das bereits dem Würmhauptvorstoß angehörte. *Betula nana* hatte neben *Pinus* den Hauptanteil der Baumpollen gebracht.

Dasselbe gilt für das Profil Vosseberg-West, wo in derselben Zeit ein 1,20 m mächtiger Talsand abgelagert wurde, während die entsprechende Mächtigkeit an der Aschendorfer Dever nur 0,60 m betrug. Im Profil Faanenmoor schwoll die Gesamtstärke der Schichten auf 1,50 m an.

Im Faanenmoor macht sich die Nähe eines Farnsumpfes stärker als an den anderen Stellen bemerkbar. Während der maximalen Ausbildung desselben kam einmal *Lycopodium inundatum* vor (in derselben Phase trat ebenso sporadisch an der Aschendorfer Dever Schilf auf). Im Faanenmoor hatte sich aus dem *Batrachium*-Teich des gemäßigten Abschnittes des W-I—II-Interglazials ein *Myriophyllum*-Teich entwickelt. Das Profil Vosseberg-West, das unmittelbar einer höheren Geeststrecke benachbart ist, zeigt in klassischer Weise den Einfluß der wiederholten Talsandüberschwemmungen auf die Verlandungsvegetation, die an jener Stelle aus *Sphagnum*-Rasen bestand. Bei jeweiliger Zunahme der Fluten, die im Sedimente durch die groben Sande gekennzeichnet sind, geht die *Sphagnum*-Kurve zurück.

Die Talsandtransgression war unmittelbar nach dem W-Ia-Eisvorstoße am stärksten und trat kurz vor der Zeit des Würm-II-Hauptvorstoßes ganz zurück. Die Folge war, daß sich an allen untersuchten Stellen zu dieser Zeit ein Seggenverlandungstorf aus arktischen Vereinen bilden konnte. Erst nach diesem Stadium kam die Talsandbildung überall wieder in Gang. Eine Ausnahme bilden nur einige höhere Kuppen der Landschaft, auf denen gleichzeitig die Flugsandbildung begann, wie das im folgenden Kapitel geschildert wird.

7. Kapitel

Der Würm-II-Hauptvorstoß

In den Seggenriedern der arktischen Moorphase kam *Carex aquatilis* mehrfach vor und bildete an einigen Stellen den Torf ausschließlich. Ferner konnte auch *Carex rostrata* nachgewiesen werden, es handelt sich also in beiden Fällen um Arten, die in den Mooren der subarktischen und arktischen Zone Nordfinnlands und Schwedens eine Hauptrolle spielen. Ferner sind Tundren- und Steppenelemente, wie *Selaginella selaginoides*, *Arctostaphylos* und *Hippophaë* häufiger geworden. Unter den Birken sind die Baumbirken vorübergehend ganz ausgeschieden, und die Pollendichte ist soweit abgesunken, daß die N.B.P.-Werte 1000% überschreiten. Bei den Bäumen handelt es sich nur noch um krüppelartige, sehr licht gestellte Restvorkommen ehemaliger Wälder. Wie wir schon sahen, war die Auflösung der Wälder seit der Zeit W Ia schnell fortgeschritten. Zwergweiden-, Zwergbirken- und *Vaccinium*-Heiden hatten ihre Stelle eingenommen. Erst mit dem Abschmelzen der Gletscher setzten jene extremen Klimaverhältnisse ein, die in der Literatur als Steppen- und Lößklima häufig für die gesamte Würm-Eiszeit angenommen wurden. Wie die vorstehenden Beschreibungen würmeiszeitlicher Sedimente gezeigt haben, sind diese Schlußfolgerungen hinfällig. Auch in Polen setzte bei Grodno erst während des W-II-Eisvorstoßes Flugsandbildung zunächst mit einem gelben Sande ein, in dem noch Mikrofossilien vorkamen. Dieser gelbe Sand wurde durch Bändertone überlagert.

Bändertonartige Sande treffen wir in allen Talsandprofilen über dem eiszeitlichen Torfhorizont an.

Dort, wo auf den Mooren buschartige Birkenbestände vorkamen, ist die Pollendichte etwas größer, wie das die Untersuchung der betreffenden Moorschicht am Vosseberg-Ost ergab. Auf diese Moorschicht wurde ich im Jahre 1939 bei der Begehung der Baustelle für die neue Badeanstalt aufmerksam. Sie bestand dort aus einer dünnen Lage *Scorpidium*-Torfes, der nach Osten zu schnell auskeilte. In dem *Scorpidium*-Torf waren makroskopisch *Menyanthes*-Samen feststellbar. Der Torf wurde von Talsanden graugelblicher Färbung begleitet, die an dieser Stelle einen hohen Glimmergehalt besaßen. In unmittelbarer Nähe der Fundstelle treten schneeweiße Glimmersande bis unmittelbar an die Oberfläche! Der hangende Talsand war nur 30 cm mächtig und ging dann in bräunlichen Flugsand über. Hier hatte also die letzte Talsandtransgression ihr höchstes Ufer gefunden, und wir konnten annehmen, daß sich die Flora des festen Bodens in dem Moore bereits widerspiegelte. Sie bestand, wie die Mikroanalyse ergab.

aus einer *Vaccinium-vitis*-Heide. Das Moor begann sein Wachstum am Ende der *Myriophyllum*-Phase der vorhergehenden, subarktischen Schwankung. Es bestand aus einer *Menyanthes trifoliata*-reichen *Carex-chordorrhiza-Scorpidium-scorpioides*-Sumpfgesellschaft, in dem ferner noch *Bryum* spec., *Dicranum Bonjeani* und Zwergweiden vorkamen. Der Sumpf ging in ein *Betula-nana*-Moor über, das seinerseits von der *Vaccinium*-Heide auf dem trockenen Boden abgelöst wurde. *Calluna* fehlte ganz, und *Empetrum* war nur sporadisch vorhanden. Mit der Moorbildung fällt das Vorkommen von *Achillea millefolium* und *Juniperus communis* zusammen, so daß wir annehmen können, daß die beiden Arten auf das Moor beschränkt waren. Im übrigen handelt es sich bei der Ablagerung am Vosseberg-Süd um eine Moorbildung eutrophen Charakters, während an der nur 500 m nördlich entfernten Profilentnahmestelle Vosseberg-West oligotrophe Moorbildungen vorherrschten.

Eine wichtige Ergänzung der bisherigen Untersuchungen bildet das Profil Stapelmoorer Heide.

Das Profil Stapelmoorer Heide wurde am 11. August 1938 von meinem Mitarbeiter O. Rink bei den Aufnahmen von Bodenprofilen im linksemsischen Gebiet entdeckt und kurz darauf von dem Verfasser analysiert. Die Ortschaft Stapelmoorer Heide liegt auf einem der flach streichenden Sandrücken, die die großen Niederungsgebiete an der Unterems parallel zum Flußlaufe durchziehen. Sie können als Terrassenabsätze der Würmeiszeit angesehen werden. Die Oberfläche des Profiles Stapelmoorer Heide liegt in 5,50 m Höhe über N.N., der Talsand-Flugsandkontakt 1,20 m tiefer, also bei 4,30 m. Im Profil Vosseberg-West betragen die betreffenden Zahlen 3 bzw. 2,10 m, im Profil Vosseberg-Ost 5,30 m bzw. 4,20 m.

Im Profil Vosseberg-West erfolgte eine Sedimentierung von Talsand noch weit über den W-II-Höchststand hinaus, während die beiden übrigen Profile, die auf den Tangen liegen, zu jener Zeit isoliert wurden.

Das Profil Stapelmoorer Heide befindet sich an dem Westabhange der großen linksemsischen Sandtange, nur wenig höher als die jetzige Oberkante des Bourtanger Moores, das jene Taldepression ausfüllt, während rechts der Ems das Aschendorfer Obermoor dieselbe Rolle spielt. Die Talsandbecken wurden schon früh trocken gelegt und konnten infolgedessen ausgeblasen werden.

Die liegenden Talsande sind besonders an den flußnahen Partien von Mooren und Schlammlagern durchsetzt. Ihr Korn ist ziemlich gleichmäßig, doch sind schichtenweise grobe, quarzführende Sande eingeschaltet. Die Beimengung von pflanzlichen Resten verleihen den Talsanden ihre schmutziggraugelbliche Färbung. Nach oben zu geht diese Färbung in ein Schmutzig-

Braun über (Eisenanreicherung!). Im übrigen ist neben Quarz in gerundeten Körnern, Glimmer, Glaukonit und Kieselschiefer feststellbar, Bestandteile der aus vorwiegend tertiären Material aufgebauten Schichten des Früh- und Mittelquartärs. Wo Tone angereichert sind, sind auch Mikrofossilien des Miozäns vorhanden, die also an diesen Stellen sekundär verlagert sind.

Die Oligotrophie der spättertiären Sande bzw. ihrer glazigenen Umlagerungen ist die Ursache der Nährstoffarmut der Tal- und Flugsande. Infolgedessen entwickelten sich hier schon frühe Vegetationszustände, deren geobiologische Eigenschaften eine hervorragende Erhaltung der Mikrofossilien zur Folge hatten.

Die seit dem Höhepunkte des Würm-II-Hauptvorstoßes beginnende Flugsandbildung führte zu einer Saigerung der Talsande. Ein feineres Korn, häufig von einer Humathülle eingeschlossen, ferner Tonstaubbeimengungen, sind Kennzeichen der Flugsande. In den älteren eiszeitlichen Flugsanden tritt eine grobe Tonkomponente auf, die den jüngeren Sanden fehlt. Sie wurde auch im Profil Stapelmoorer Heide in 70—80 cm Tiefe unter Oberfläche beobachtet.

Der Aufbau des Profiles Stapelmoorer Heide ist folgender:

	Tiefe		
a	0 — 17	cm	Ackerboden,
	17 — 26,5	„	heller, umgelagerter Bleichsand,
b	26,5 — 40	„	Schwarzsand mit Übergang zu
	40 — 51	„	fleckiger Ortsand,
c	51 — 68	„	wenig verhärteter, brauner Ortsand,
d	68 — 74	„	Fließerdestrukturen und Beginn der Frostspalten,
	74 — 89	„	gelber feinster Flugsand, bräunlich getönt,
e	89 — 99	„	gelbbrauner Flugsand mit Humusschichten,
	99 — 110	„	glazialer, hellrotbrauner Humus mit Sandbeimengung,
	110 — 120	„	bräunlicher Talsand mit Pflanzenschichten (*Salix*).

Auf dem beigegebenen Photo sind die Fließerdetexturen unterhalb des dunklen Ortsandes sichtbar. Wenig tiefer beginnt eine ungefähr waagerecht laufende Schicht, die deutlich gegen die helleren Flugsande abgesetzt ist. Von ihr aus verlaufen zwei Spalten nach unten, die eine (rechts auf dem Photo!) fast senkrecht und die zweite in schräger Richtung und gegabelt. Diese Frostspalten (Brüche!) enden in der humosen Schicht in 90 cm Tiefe, und es ist deutlich sichtbar, daß ein Teil ihres Inhalts im Bereich der Spalten mit emporgezogen ist.

Die Untersuchung des Profils in lückenlosen Schichtreihen, mit 1—2 cm Abstand, hat gezeigt, daß den drei schon oberflächlich erkennbaren Bodenzonen c—e ebensoviele Abschnitte der Vegetationsentwicklung entsprechen. Nur während des ältesten Abschnittes waren außer den Zwergbirken auch Baumbirken vorhanden, und zwar ungleichmäßig in zwei Phasen. Während des zweiten Abschnittes (d) herrschte eine extreme, arktische Vegeta-

tion, die den Fjelden des Nordens entspricht und weiter unten ausführlich beschrieben ist. Im dritten Abschnitte (c) bahnte sich eine allmähliche Klimabesserung an.

Nach den stratigraphischen und botanischen Befunden gehört der sandige, hellrotbraune Humus dem Würm-II-Hauptvorstoße an.

Innerhalb des ersten Vegetations- und Bodenabschnittes (e) sind bei Stapelmoorer Heide folgende Pflanzenvereine nacheinander aufgetreten:

1. *Carex*- (*vesicaria*-) reiches *Salix-lapponum*-Gebüsch mit einer *Gramineae-Sphagnum*-Begleitbodenschicht;
2. *Vaccinium-vitis-idaea-Betula-nana*-Heide mit gleichzeitigem Rückgang des *Salix*-Gebüsches;
3. Birkenwald mit *Betula verrucosa*, *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium*, Gräsern und Seggen, dazu *Sphagnum acutifolium*;
4. Kiefernanstieg mit höchster Frequenz der Baumbirken, Schilf und *Lycopodium selago*;
5. *Vaccinium-vitis-idaea*-reiche *Betula-nana*-Heide und *Hippophaë*-Gebüsch;
6. Birkenwald mit *Betula verrucosa*, *Betula nana*, nebst deren Bastarden, in der Bodenschicht des Birkenwaldes Zunahme von *Vaccinium myrtillus* und *Carex*, erneutes Vorkommen von *Calluna vulgaris* und *Empetrum nigrum*. In der näheren Umgebung Zunahme von *Pinus*, dazu geringes Vorkommen von *Picea* und *Myrica gale*;
7. *Vaccinium-myrtillus*-Heide mit *Pinus*, *Betula verrucosa*, *Betula pubescens* und *Betula nana*. Gleichzeitige Zunahme der Gräser und Riedgräser, die den Übergang zu dem zweiten Vegetations- und Bodenabschnitt (d) bilden.

Die Sukzession der Pflanzenvereine innerhalb der beiden ersten Zonen (1—2) beweist eine rasche Veränderung des Bodens in xerophiler Richtung unter subarktischen Klimaverhältnissen. Es handelte sich um die Entstehung der würmglazialen, mittleren Talsandterrasse, und damit fielen die oberen Sandtangen trocken. Es ist in diesem Zusammenhange interessant, daß unmittelbar auf das nasse Weiden-Seggen-Stadium eine *Vaccinium-vitis-idaea*-Heide folgte. Diese bewaldete sich erst dann, als neben den Zwergbirken auch Baumbirken auftauchten. Es war die Zeit der subarktischen Schwankung, als an anderen Stellen *Nuphar*, *Nymphaea alba*, Farne und Schilf vorübergehend auftraten. Unmittelbar vorher zeigt die Zwergbirke (ebenso wie an der Vechte bei Bookholt) einen zweimaligen Anstieg und darauffolgend eine Zone mit ausgesprochenem Tiefstande. Gleichzeitig hat die Bildung einer typischen „Förne“ (heller Beerkraut-Birken-Humus!) begonnen, und die stärkere Sandbeimengung fällt mit dem Ende der subarktischen Klimazone zusammen.

Die in den Talsanden außerordentlich weit verbreiteten glazialen Torfhorizonte decken sich zeitlich mit der Bildung des Birkenhumus in Stapelmoorer Heide. Das *Hippophaë*-Maximum dieser Lager wurde mit der Depression der Solarkonstante um

22000 gleichgestellt. Die Bildung der mittleren, würmglazialen Terrasse hatte die Entstehung weitverbreiteter Seggenrieder arktischer Zusammensetzung auf den tieferen Niveaus zur Folge, die erst dann wieder von Talsanden bedeckt wurden, als durch das Abschmelzen der Gletscher und Schneefelder größere Wassermengen frei wurden. Schon Jahrtausende vorher begannen infolge des allmählichen Versiegens der Talsandströme die höchsten Sandfelder der Tangen aus dem Wasser zu steigen, wie das in dem Profile Stapelmoorer Heide gezeigt wurde.

Für die Zeit der subarktischen Klimaschwankung unmittelbar vor dem Würm-II-Hauptvorstoß ist eine Mischung arktischer (*Salix lapponum*, *Betula nana*!) mit atlantischer Vegetation (*Myrica gale*!) in unseren Breiten charakteristisch. Das Ausstrahlen des atlantischen Elementes bis zur Lausitz (*Myrica gale* und *Elisma natans* bei Senftenberg!) beweist die Intensität des ozeanischen Klimas während der Würm-Eiszeit.

Suchen wir nach Anhaltspunkten für die Beurteilung des Klimas und der Niederschlagsmengen jener Zeit, so gewinnen wir sie durch den Vergleich mit den Verhältnissen des Nordens.

Dieselben Vereine finden wir noch gegenwärtig in der höheren Gebirgsregion Fennoskandiens wieder, und die klassische Beschreibung des Sylene-Gebietes durch Rolf Nordhagen vermittelt uns Vergleichsmöglichkeiten.

Auf S. 148 seiner Arbeit veröffentlichte R. Nordhagen eine Aufnahme aus dem Naturschutzgebiet, die uns zeigt, wie die *Carex-vesicaria*-Soziation durch ein *Salix-lapponum*-Gebüsch und letzteres schließlich durch einen Birkenwald abgelöst wird. Fig. 104 vermittelt dagegen den monotonen Eindruck einer weitläufigen Fläche mit niedrigem *Salix-lapponum*-Gebüsch in 1000 m Höhe! Etwas niedriger (870—900 m), also in der unteren alpinen Region treffen wir bereits *Vaccinium-myrtillus*-reiches Zwergbirkengebüsch an, das den Übergang zu den höher gelegenen arktischen Heiden bildet. *Sphagnum acutifolium* und *Sph. Girgensohnii* dringen von den Torfmoosen bis in diese Höhen vor.

Von den Birkenwäldern ist nach Nordhagen der *Vaccinium-myrtillus*-reiche Birkenwald unbedingt der wichtigste Waldtypus innerhalb des Naturschutzgebietes Sylene. Optimal ist er in 700—800 m Höhe ausgebildet und besitzt u. a. folgende Begleitarten: *Juniperus communis*, *Vaccinium myrtillus*, *Vacc. vitis idaea*, *Empetrum nigrum*, *Aira flexuosa*, *Melampyrum pratense*, *Solidago virgaurea*, *Trientalis europaea*, *Hypnum Schreberi*, *Dicranum scoparium*. Ähnliche Birkenwälder (zum Teil mit *Cornus Suecica*!) kamen bis zur Gegenwart als Relikte im Emsgebiete vor.

Die Klimaschwankung während des Würm-II-Vorstoßes entspricht also einer Verschiebung der Höhengrenzen um höchstens 200 m in Sylene. Nach einer längeren Zeit mit arktischem Klima (*Hippophaë*-Zone der Torflager!) wiederholte sich noch einmal der Einbruch eines subarktischen Klimas, allerdings schwächer als das erste Mal.

Die arktische Vegetationszone wurde mit 20000 v. d. Ztw. datiert (= 22000 vor der Gegenwart) und dürfte der größten Verbreitung des Inlandeises zur Würmeiszeit entsprechen. Wie die speziellen Analysen der glazialen Torf- und Tonlager an der Vechte ergaben (siehe Profil Bookholt!), war das arktische Klima des Höchststandes durch drei *Selaginella*-Zonen begleitet, die wahrscheinlich einem Zeitraum von 1000 Jahren entsprechen. Diese drei *Selaginella*-Zonen werden bei Bookholt von einer *Hippophaë*-Kurve eingeschlossen. Dieser *Hippophaë*-Zone entspricht im Profil Stapelmoorer Heide eine Schicht von 4 cm Mächtigkeit, die demnach in rund 1000 Jahren gebildet sein müßte. Auf Grund dieser Berechnung kommen wir zu einer Gesamtdauer von rund 15000 Jahren für die 60 cm Sediment (110—50 cm Tiefe). Wenn wir berücksichtigen, daß mindestens 5 cm pollenarmer Schichten gestreckt sind, wahrscheinlich sind es noch etwas mehr, so bleiben noch 13000 Jahre. Davon entfallen 6 cm, also 1500 Jahre auf die subarktische Schwankung vor W II und weitere 2500 Jahre auf den Abschnitt des Profils (c) mit der Tendenz der allmählichen Klimabesserung. Für das Hochglazial des W-II-Vorstoßes verbleiben demnach 9000 Jahre Gesamtdauer, eine Zahl, die ebenso Soergel auf andere Weise fand.

Es muß schon jetzt betont werden, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit eines glazialen Bodens, wenn man von den Streckungen absieht, dieselbe ist wie diejenige interglazialer oder postglazialer Heideböden. Diese Feststellung ist einigermaßen überraschend, läßt sich aber meines Erachtens auf die stabilen Verhältnisse arktischer und atlantischer Heiden und auf die Bildung solcher Böden überhaupt zurückführen. Letztere müssen aus größeren Höhen ihre wichtigsten Baustoffe empfangen haben. In jenen Luftschichten müssen Klimaschwankungen der tiefer gelegenen Atmosphäre weniger oder gar nicht zur Auswirkung kommen.

Im Gegensatz zu diesen stabilen arktisch-atlantischen Heideböden stehen Lößböden, die infolge ihrer labilen Vegetation eine unausgeglichene und wechselnde Sedimentation aufweisen.

Schon gegen Ende des ersten Abschnittes der Vegetationsentwicklung in Stapelmoorer Heide breiteten sich Seggen- und Grasvereine auf Kosten der Beerkrautheiden und Birkengebüsche weiter aus und leiteten damit zu dem zweiten Vegetations- und Bodenabschnitt über, in dem die erstgenannten Vereine vorherrschten und ein extremes Schneebodenklima begann. Innerhalb dieses Abschnittes läßt sich eine Sukzession der folgenden Gesellschaften beobachten:

1. *Carex- (rigida-)* Heide mit *Empetrum nigrum*, *Vaccinium myrtillus*, *Vacc. vitis idaea*, *Nardus stricta*, *Aira flexuosa*, *Salix herbacea*, *Sphagnum compactum*, *Lycopodium alpinum* und *Betula nana*.

2a. *Vaccinium-myrtillus-Nardus-stricta*-Heidenkomplex mit gleichzeitiger Zunahme von *Juncus (trifidus)*.

2b. *Juncus-* (*trifidus-filiformis-*) Heiden mit geringem Vorkommen von *Picea*!
3. *Aira-flexuosa-Nardus-stricta-Betula-nana*-Sandfelder mit zeitweilig erlöschender *Vaccinium*-Heide. Mit dieser Zone fällt die Entstehung von Frostspalten (Brüchen) zusammen!

Die genannten Pflanzengesellschaften gehören sämtlich dem alpinen Element Fennoskandiens an und sind auch in der entsprechenden Stufe des Sylene-Gebietes vorhanden. Nordhagen schreibt über die alpine *Nardus-stricta*-Assoziation.

„. . . daß sie zu den auffallendsten Erscheinungen des unteren Teiles der alpinen Region gehöre. Auf dem Granitplateau tritt sie in muldenförmigen Vertiefungen und kleinen Bachtälern ungemein häufig auf. Man findet sie immer unterhalb der *Vaccinium-myrtillus-* und *Calluna*-Heiden, also niedriger im Terrain, was mit dem Schneeschutzbedürfnis von *Nardus* zusammenhängt.

Sie ist also eine wahre Schneebodengrasheide, die im Gebiete sehr selten höher als 1100 m vorkommt. In größeren Höhen wird sie durch die *Carex-rigida-* und *Aira-flexuosa-Anthoxanthum*-Grasheiden ersetzt, die aber schon in 900—1000 m über dem Meeresspiegel mit ihr alternieren. Wenn solche Mulden nicht allzu tief sind, werden sie ganz und gar von *Betula* in Anspruch genommen, gewöhnlich bewohnt aber die moosreiche *Salix-herbacea*-Assoziation die am spätesten ausapernden Stellen dieser Vertiefungen“ (S. 317 ff.).

Die größte Übereinstimmung mit der fossilen Vegetation des zweiten Abschnittes in Stapelmoorer Heide fand ich in der umfangreichen, mir zur Verfügung stehenden Literatur über die nordischen Pflanzenvereine bei der Beschreibung des Fullufjället durch Gunnar Samuelsson in seiner Arbeit über „die Vegetation der Hochgebirgsgegenden von Dalarne“. In seiner Beschreibung dieser Fjeldlandschaft des mittleren Schwedens hebt Samuelsson die Rolle hervor, welche die *Aira-flexuosa-*, *Carex-rigida-Vaccinium-myrtillus-* und *Lycopodium-alpinum*-Heiden spielen.

„Große Teile des Fullufjällets sind dadurch gekennzeichnet, daß *Calluna vulgaris* fast völlig fehlt, und von den Renntierflechten *Cladonia alpestris* herrscht.

Auf den höheren Hochebenen sind zumeist *Aira flexuosa* und *Carex rigida* tonangebend. *Nardus*-Heiden nehmen ziemlich bedeutende Flächen in den tieferen Depressionen ein. Heidelbeerreiche Moosheiden habe ich nur an den äußersten Plateaurändern beobachtet, wo sie indessen an den steileren Abhängen zumeist vorherrschend sind. Auch von Schneebedeckung stärker beeinflußte Heiden, hauptsächlich *Lycopodium-alpinum*-Heiden, habe ich mehrerenorts gefunden“ (S. 131—132).

„Die *Nardus*-Heide ist auf den Fjelden von Dalarne ein ziemlich häufiger Pflanzenverein, sowohl oberhalb wie unterhalb der Birkenwaldgrenze. Die größten Areale nimmt sie auf ebenen Boden ein oder in flachen Mulden auf den Fjeldhochebenen. Aber außerdem kommen davon gern kleine Flecke an den am spätesten schmelzenden Schneefeldern vor. In ihrer reinsten Ausprägung enthält die *Nardus*-Heide keine anderen Pflanzen als *Nardus stricta* selbst.“

„In den größeren Grasheidegebieten kommt hin und wieder ziemlich viel *Lycopodium alpinum* vor. Die größten Flächen von der *Lycopodium-alpinum*-Heide, die ich in Dalarne beobachtet habe, nehmen fast die ganzen Hochebenen des Fullufjället zwischen den Flüssen Bergan und Giran ein.

Die moosreicheren Bestände treten in Schneetälchen auf. Sie kommen entweder im Zentrum vor, wenn die letzten Schneereste verhältnismäßig früh wegschmelzen, oder als eine Zone zwischen heidelbeerreichen und *Salix-herbacea*-reichen Moosheiden" (S. 175—176).

„Heidelbeerreiche Moosheiden treten auf den Hochgebirgen von Dalarne sehr verschiedenartig auf. Sie bilden oft die Untervegetation im Birkenwald, besonders auf abfallenden Boden. Auch oberhalb der Birkenwaldgrenze treten sie gerne an solchen Standorten auf. Sie nehmen außerdem die meisten der markierten Vertiefungen ein, wo die Feuchtigkeit nicht so groß ist, daß Moorgesellschaften entstanden sind. Hier bilden sie fast überall eine Zone zwischen den zwergstrauchreichen Flechtenheiden und Grasheiden" (S. 186 bis 187).

Man kann die Beschreibung dieser nordischen Fjeldvegetation teilweise auf die Verhältnisse während der Würmeiszeit im Unteremsgebiete wörtlich übertragen, und wir stellen den Schneebodencharakter der damaligen Vegetation fest. Die Flächen der Talsandrücken müssen eine große Monotonie besessen haben.

Das Zurücktreten von flechtenreichen Zwergstrauchheiden hängt wahrscheinlich mit der Hang- bzw. Muldenlage der Profilentnahmestelle zusammen. Infolgedessen sind *Lycopodium-alpinum*- und *Salix-herbacea*-Heiden, die auf den höheren Strecken der Sandtangen fehlten, vorhanden.

Das Vorkommen von Flechtenresten deckt sich mit der *Empetrum*-Zone des Profiles, woraus wir auf die vorübergehende Anwesenheit einer flechtenreichen *Empetrum*-Heide schließen können.

Über die *Juncus-trifidus*-Heiden schreibt Samuelsson folgendes:

„Ich habe in Dalarne mehrmals eine derartige Anordnung der Grasheidenvarianten gesehen, daß *Juncus trifidus* die am frühesten schneefreien und ausgetrockneten höheren Partien beherrscht, während *Nardus* tieferen Mulden gehört und hier eine zumeist dichte Matte ohne erwähnenswerte Einmischungen bildet. Eine Zwischenstellung zwischen diesen Bestandestypen bilden die Flechtenheiden, wo *Carex rigida* mit *Aira flexuosa* mehr oder minder stark vermischt in erster Linie tonangebend ist. Es ist deutlich, daß sich auch die beiden letzten Arten nicht ganz gleich verhalten. Ich habe nämlich bei mehreren Gelegenheiten beobachtet, wie in Gebieten, wo die Hauptmasse der Vegetation aus *Carex-rigida*-reicher Flechtenheide besteht, *Aira flexuosa* auf den Rändern flacher Vertiefungen zugenommen hat, auf deren Boden *Nardus* oder *Juncus filiformis* dominiert hat" (S. 167).

„Allerdings kann *Juncus trifidus* in dichten Beständen auch auf Lokalitäten vorkommen, wo der Schnee bedeutend länger liegen blieb. Sie kann z. B. mit *Salix herbacea* in den Moosheiden alternieren" (S. 169).

In 82 cm Tiefe des Profiles Stapelmoorer Heide wurde zum letzten Male *Myrica gale* nachgewiesen. Dieses zweite Vorkommen fällt mit dem Höhepunkte der *Carex*-Kurve zusammen, und etwas später erlischt auch die *Sphagnum*-Kurve endgültig. Während der Zonen der *Empetrum*- und *Carex-rigida*-Heiden hatten es die *Sphagnum*-Sporen vorübergehend auf 20% gebracht. Sie gehörten

4*

dem *Sphagnum-compactum*-Typ an. Es ist interessant, daß *Sphagnum compactum* von allen Torfmoosen in Sylene am höchsten vorkommt, und zwar in der alpinen *Carex-rigida*-Assoziation bis zu 1250 m über dem Meeresspiegel. Da die *Carex*-Kurve in der Tiefe von 68—80 cm des Profiles ganz ausfällt, und in dieser Zone die Frostspalten auftreten, ist es wichtig, über die Ökologie der Assoziation Bescheid zu wissen. Nordhagen führt darüber folgendes aus:

„*Carex rigida* tritt als dominierende Art nur in spät ausapernden Lokalitäten auf. Ich kenne keine Pflanze, außer *Nardus stricta*, die der Landschaft solch einen trostlosen, öden Ton verleiht, wie dies trockene, graugrüne Segge. Die Assoziation darf am ehesten als eine „Schneebodengesellschaft" bezeichnet werden. In normalen Jahren apern die Bestände Ende Juni und Anfang Juli aus. Der Typus wird aber immer eher schneefrei als die moosreiche *Salix-herbacea*-Assoziation, woran sie in den Schneetälern gewöhnlich grenzt, dagegen später als die *Aira-flexuosa-Anthoxanthum*-Assoziation und die flechtenreiche *Juncus-trifidus*-Assoziation.

Die Bestände sind während des Ausaperns sehr naß, bisweilen von stagnierendem Wasser bedeckt. Im Sommer aber trocknet der Boden häufig stark aus. Unter den Moosen sind *Polytrichum alpinum* und *Dicranum fuscescens* als Begleiter besonders wichtig" (S. 305—306).

Während des Maximums der *Carex*-Kurve kamen im Profil Stapelmoorer Heide *Dicranum*-Sporen vor. Der plötzliche Rückgang der *Carex*-Kurve in 80 cm Tiefe des Profils kann also nur als eine Bodenentwicklung in xerophiler Richtung gedeutet werden. Nordhagen betont die Rolle des Bodenfließens (Solifluktion) für die Dynamik der Assoziation. Es ist also denkbar, daß durch derartige Einflüsse eine neue Hydrographie an der Profilentnahmestelle geschaffen wurde. Unmittelbar darauf breitet sich die für Hanglagen charakteristische *Vaccinium-myrtillus*-Heide aus. Aber auch diese muß schließlich den Standort räumen, den eine schüttere Grasvegetation einnimmt.

In 70 cm Tiefe hat der Boden zeitweise „offen gelegen", d. h. er war ohne Schnee- und Vegetationsschutz. Infolgedessen verändert die Pollendichte sich sprunghaft in negativer Richtung, und die für solche Sandfelder charakteristischen Kompositen (*Antennaria*, *Solidago*!) treten auf. Auch die Entwicklung der *Juncus*-Heide deutet analog den nordischen Verhältnissen auf eine Abnahme der Feuchtigkeit hin.

Die durch Beraubung des Schneeschutzes entblößten Böden wurden erst jetzt den Einwirkungen des arktischen Klimas ausgesetzt, und es kam zur Entstehung von Brüchen und schmalen Frostspalten. Die Eigenart derselben und das Fehlen einer keilförmigen oberen Erweiterung beweist, daß die Einwirkungen des arktischen Klimas an dieser Stelle nicht sehr lange dauerten. *Vaccinium-myrtillus*- und *Carex-rigida*-Heiden tauchen erneut auf.

und Fließerden bedecken die Brüche und Frostspalten. Der Schneeboden hat nur vorübergehend das Feld frei gegeben, und zwar genau zur Zeit der Beendigung des hochglazialen Klimaabschnittes der Würm-II-Vereisung.

Aber die beherrschende Rolle der alpinen Vegetation ist damit ausgespielt. Die *Salix-herbacea*-Schneetälchengesellschaft geht zugrunde, auch *Betula nana* nimmt ab. während *Pinus silvestris* dementsprechend ansteigt. Was aber wichtiger ist, die N.B.P.-Summe nimmt ebenfalls rhythmisch ab und kennzeichnet damit die langsame Zunahme der Walddichte.

Im letzten Abschnitte der allmählichen Klimabesserung tritt erneut eine *Salix*-Zunahme im Pollenbilde hervor, doch handelt es sich diesmal um den *Salix-repens*-Typ. dessen Eintreten für den *Salix-herbacea*-Typ die inzwischen stattgefundene Klimabesserung markiert. Der (leicht kenntliche) Pollen von *Nardus stricta* ist ganz verschwunden. Die Grasheiden nähern sich also den gegenwärtig vorherrschenden *Festuca*- und *Aira-flexuosa*-reichen Flächen. was ebenfalls aus den Pollenbildern abgelesen werden kann.

Der Vollständigkeit wegen ist es nötig, auf die Rolle des Menschen während der gekennzeichneten Vegetationsabschnitte hinzuweisen. Spuren desselben sind wiederholt nachweisbar. Das wichtigste Kennzeichen für die Anwesenheit des Menschen ist die Häufung von Brandresten und Flugasche in der Tiefe von 90—110 cm des Profils Stapelmoorer Heide. Damit deckt sich ein zweimaliges Vorkommen von Tritt- und Ruderalpflanzen (*Chenopodiaceae*!). Es ist wahrscheinlich kein Zufall, daß diese Pflanzen auf die gemäßigten Zonen der Eiszeit beschränkt sind (untere und obere Zone der Baumbirken!).

Die Birkenheiden der Würmeiszeit waren also durch die Anwesenheit des Menschen ausgezeichnet. Wir trafen die deutlichen Spuren jener Menschen bereits in der letzten Hälfte der Riß-Würm-Zwischeneiszeit. ebenso wie im folgenden W I—II (Herning-) Interglazial (siehe Profil Aschendorfer Dever!). Gegen Ende dieses Interglazials nehmen die Spuren des Menschen erneut. und zwar unter verschlechterten Klimabedingungen, zu. Jedenfalls gehörten diese Menschen einer widerstandsfähigen Rasse an, die auch große Kälte ertragen konnte. Allerdings waren die übrigen Lebensbedingungen ungleich günstiger als gegenwärtig — man möge nur an den Beerenreichtum der damaligen Heiden und den damit verbundenen Tierreichtum der damaligen Heiden und den damit verbundenen Tierreichtum denken. Sicher waren jene Tiere nicht ohne Einfluß auf die Vegetation. Thore C. Fries weist darauf hin, daß in der Torne Lappmark und auch in den meisten fennoskandischen Fjelden (nach Samuelsson!) die Flechtenmatte von dem Weiden und Treten der Renntierherden im allerhöchsten Maße zerstört werden kann.

Wir waren imstande, die Flechtenarmut der fossilen Vegetation bei Stapelmoorer Heide auch durch die natürlichen, ökologischen Verhältnisse zu erklären, immerhin ist eine Mitbeteiligung jenes biotischen Faktors nicht unmöglich.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß aus der alten Neandertalbevölkerung der ausklingenden Würm-I—II-Zwischeneiszeit durch Auslese während der Würm-II-Eiszeit die Grundlage für die Ent-

stehung neuer Rassen geschaffen wurde. Ein Studium der außerordentlichen häufigen Reste würmglazialer Kulturen im südlichen Nordseegebiet dürfte diese Fragen weiter klären.

Die Untersuchung des Profiles Stapelmoorer Heide hat ein ozeanisch-arktisches Klima während der Würm II-Eiszeit ergeben, das nur für kurze Zeiten durch kontinentale Einflüsse gestört wurde.

Die Sommertemperatur (Durchschnitt der 6 Sommermonate!) dürfte nach den Verhältnissen auf den nordischen Fjelden zwischen 3 und 6° geschwankt haben. Der letztgenannte Wert wurde aber nur während einer kürzeren Zeit erreicht, die durch ein schwachgemäßigtes Klima ausgezeichnet war. Die Luftfeuchtigkeit muß in Form von Nebel und Schnee höher gewesen sein als das heute in den betreffenden nordischen Gebieten vergleichsweise der Fall ist.

Für die Station Nedalen im Sylene-Gebiet wird ein Jahresdurchschnitt von 693 mm Niederschlag angegeben.

Zusammenfassung

In dem 3. bis 7. Kapitel wurden die Bildungen der Würmgesamteiszeit behandelt. Bei den Untersuchungen über die Entstehung der Talsande im Emsgebiete gelang es, den vollständigen Vegetations- und Klimaablauf jener Zeiten aufzudecken. Dabei wurden nicht allein kulturgeschichtliche Probleme in ein neues Licht gerückt, sondern die Vegetationsverhältnisse der Gegenwart behandelt, soweit sie noch die Merkmale jener Zeit besitzen. Mit dem Höhepunkte des Würm-II-Eisvorstoßes gewannen im Gebiete neue Verhältnisse die Oberhand, welche die Überleitung zu der jüngeren Hälfte der Würmeiszeit bilden. Dieser Zeitabschnitt stand aber unter den Einflüssen einer neuen Entwicklung, die die deutlichen Merkmale der Gegenwart trug, während der ältere Abschnitt noch den Charakter der alten Interglaziale widerspiegelte.

8. Kapitel

Das Klima der letzten Eiszeit

Die Frage nach dem Klima der Eiszeit und insbesondere der letzten Eiszeit ist eng verbunden mit der Frage nach den Ursachen der Eiszeit. Gegenüber der Ansicht, daß diese durch die Vermehrung der Niederschläge oder durch die Landhebung der Ausgangsgebiete der Gletscher entstanden sei, haben andere Forscher betont, indem sie besonders auf die Lößbildungen hinwiesen, daß jene Zeiten relativ arm an Niederschlag waren. Für die Zwischeneiszeiten, denen man ursprünglich ein trockenes Klima zuschreiben

wollte, mußte man höhere Niederschläge annehmen. Jene falschen Ansichten entstanden durch die geringe Berücksichtigung der paläontologischen, insbesondere der botanischen Befunde.

Wie wenig Klarheit über das Klima der eiszeitlichen Perioden herrscht, sieht man nicht allein an dem Streit über die Zahl der Eis- und Zwischeneiszeiten, sondern auch an den verschiedenen Ansichten über die Ausdehnung und Dauer der Lößperioden, die manche als das Charakteristikum für die Zeit des Vorrückens bzw. des Höchststandes der Gletscher, andere wieder für die Zeit des Rückzuges derselben ansehen wollen.

Was die Gliederung des Eiszeitalters betrifft, so sind neuerdings besonders von A. Penck schwerwiegende Einwände gegen die Stichhaltigkeit der Einteilungen durch Milankovitch gemacht. Letztere wurde bekanntlich mittels astronomischer (himmelsmechanischer) Methoden gewonnen. Penck weist insbesondere darauf hin, daß die Eiszeiterscheinungen nicht auf Europa bzw. auf die nördliche Hemisphäre beschränkt sind, sondern ihre Spuren auch in den Tropen, besonders unter dem Äquator besitzen, ferner daß die von Milankovitch geforderte Zahl der Eiszeiten nicht „den Beobachtungen entsprächen". Penck schließt daraus, daß weder lokale Theorien zutreffen, die in Veränderungen auf der Erdoberfläche die Ursache der Eiszeit erblicken, noch planetare, wie die von Milankovitch, sondern es müssen kosmische Ursachen gewesen sein, welche die allgemeinen und periodischen Wärmeabnahmen hervorbrachten, die zu der Eiszeit führten.

Nach den eiszeitlichen Pflanzenfunden der sogenannten Interglaziale müssen die Niederschlagsverhältnisse den heutigen ähnlich gewesen sein, lediglich die Ausbildung von Antizyklonen infolge der Entstehung großer, zusammenhängender Eiskappen hinderte zeitweise den Einbruch der regenbringenden Westwinde. Das galt für große Strecken Mitteleuropas, aber der Ausbreitung dieser Eiskappen waren Grenzen gesetzt, und zwar nicht allein im Westen, sondern auch im Osten, wo sich die zunehmende Kontinentalität bemerkbar machte.

Für die letzte Eiszeit ist ein Ausweichen des Gletscherrandes nach Nordosten besonders in Nordwestdeutschland bemerkenswert. In diesen Gebieten fehlt zudem der Löß, den man bei der Herrschaft der östlichen Winde eigentlich erwarten müßte, gänzlich bzw. wird diese äolische Ablagerung nur durch die geringmächtigen und wenig verbreiteten Flottsande ersetzt. Wir können daraus schließen, daß die Westwinde in diesen Gebieten stets die Vorherrschaft hatten. Daß diese Tatsachen für die Eiszeitforschung von größerer Bedeutung sind, liegt auf der Hand, und es muß unsere Aufgabe

sein, die Flora der letzten Eiszeit genauer zu erforschen als das bisher geschah. Das ist geschehen durch Untersuchungen vollständiger jungquartärer Ablagerungen innerhalb des Unteremsgebietes in den letzten 6 Jahren.

Es handelt sich hier um Schichtenfolgen der großen Talsandbecken der Urstromtäler, die gestatten, den Klimaablauf seit der Riß-Würm-Zwischeneiszeit bis zur Gegenwart, einen Zeitraum, den ich nicht höher als 50000 Jahre schätzen möchte, lückenlos zu erkunden. Einige Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden bereits veröffentlicht.

Die Untersuchungen der bis zu 15 m mächtigen Talsand- und Schlammlager im Kreise Aschendorf-Hümmling haben ergeben, daß die bisherigen Ansichten über den Verlauf der letzten Eiszeit nicht zutreffen. Trotz größter Bemühungen gelang es mir nicht, irgendeinen Beweis für eine Dreiteilung der letzten Eiszeit zu finden, so daß alle diesbezüglichen Einteilungen und auch meine früheren Theorien, die durch stratigraphische Beobachtungen an den Dünen gewonnen waren, hinfällig geworden sind. Da ich an anderer Stelle ausführlich auf die Resultate der Dünenforschung nach Abschluß der letzten Untersuchungen einzugehen hoffe, möge an dieser Stelle der Hinweis genügen, daß sämtliche Dünen des Gebietes jünger sind als der letzte Hauptvorstoß. Die spätglazialen Vorstöße der sogenannten Bühl-, Gschnitz- und Daunstadien sind in diesem Zusammenhange außer Betracht gelassen, sie fallen in die Abschmelzperiode der letzten Eiszeit und sind in unseren spätglazialen Schichtenfolgen untersucht worden.

Vor dem letzten Hauptvorstoße fand ein kleiner Vorstoß (W Ia) statt, der von dem Hauptvorstoß durch eine interstadiale Schwankung mit subarktischem Klimagepräge und einer Dauer von einigen Jahrtausenden getrennt war. Diese Schwankung war bisher unbekannt geblieben und ging auch nicht aus der Sonnenstrahlungskurve hervor. Der Vorstoß W Ia stellt das Ende eines Interglazials von längerer Dauer mit einem gemäßigten Klima unter Vorherrschaft von Nadelwäldern dar. In dieser Zeit wurden (in einer Tiefe von 5—8 m unter Oberfläche) Törfe und Schlammschichten gebildet, die schon früher aus Dänemark als „Upper mud-bed“ (Herning-Interglazial) beschrieben sind. Auch im Emslande werden diese Schichten durch den Vorstoß W I von den Ablagerungen des Riß-Würm-Interglazials getrennt. Der Vorstoß führte in unserem Gebiete nicht zu einer Vernichtung aller Wälder, es blieben außer den Moorheiden lichte Birken- und Kiefernwälder bestehen, während letztere während des Würm-II-Hauptvorstoßes weitgehend vernichtet wurden. Der erste Vorstoß war also schwächer als der zweite, dessen Moränen die des ersten überfahren haben.

9. Kapitel

Ortsteinbildungen der Würmeiszeit

Wenn das Emsgebiet eine Fülle von Material für die Quartärforschung lieferte, so liegt das nicht allein an der intensiven Forschung in diesem Gebiete, sondern auch an der Eigenart der Landschaft mit ihrer Heidevegetation und der relativ dünnen Besiedlung, die große Landstrecken unangetastet ließ. Die wichtigste Ursache der Erhaltung fossiler, begrabener Böden ist nämlich die Anwesenheit einer stabilen Vegetation, das ist die Heide. Neben den kies- und schotterreichen Hochgeestflächen sind es in erster Linie die ausgedehnten Talsandebenen, die Heide trugen. Die Nährstoffarmut dieser Böden ist neben dem Klima die wichtigste Vorbedingung für die Anwesenheit der Heide. Ebenso wichtig ist aber ein zweiter Faktor, das ist der Ortstein, dessen substantielle Eigenschaften die Konkurrenz von Wäldern seit langem ausschloß.

Es war deshalb mein Bestreben, die Entstehung des Ortsteins mittels der neuen geobiologischen Methoden zu klären. Die sich zeitweise häufenden Schwierigkeiten bei der Ortsteinforschung waren weniger in der eigenartigen Aufbewahrung der Mikrofossilien begründet, sondern in dem wechselnden Inhalt der verschiedenen Ortsteine überhaupt. Es muß allerdings hervorgehoben werden, daß nur eine große praktische Erfahrung in Sanduntersuchungen, die sich nur durch jahrelanges Studium erreichen läßt, genügt, Handhaben für die Bestimmung der Fossilien zu gewinnen. Es ist leider eine Folge der bisherigen Methodik der Pollenforschung gewesen, daß diese wertvolle Methode nur zu leicht mißbraucht wurde, weil man sich mühelose Resultate versprach. Ich habe häufig erleben müssen, daß Fachkollegen mir Proben mit geringem Inhalt mit negativem oder geringem Ergebnis zurückgaben. Es ist vorteilhaft, mit geringeren Vergrößerungen als üblich, die Mikrofossilien zu suchen, ferner größere Mengen des Materials aufzukochen bzw. die Flüssigkeit zu zentrifugieren. Deckgläser können entbehrt werden. Auf die von unkundiger Seite gemachten Einwände gegen die Zuverlässigkeit von Sanduntersuchungen bin ich an anderer Stelle eingegangen, so daß ich auf diese hinweisen kann.

Schon ein flüchtiges Studium im Gelände beweist uns die Möglichkeit der Unterscheidung zweier ungleichaltriger Ortsteine mittels morphologischer Merkmale.

Der ältere Ortstein ist östlich des Gebietes bedeutend seltener als im Emslande.

Es handelt sich um mehr oder minder stark verkittete braune Sande, die konkordant geschichtete Talsande überlagern. Am

Barenberg und in den Weihenbergen erreichen diese auffälligen, hellbraunen Ortsteine bis zu 2 m Mächtigkeit und zeigen eine fast waagerechte Lagerungsform, wodurch sie in einem auffälligen Gegensatz zu den jüngeren Ortsteinen stehen, die in der Regel senkrechte oder richtungslose Texturen besitzen. Im Hümmling, wo ältere Ortsteine selten sind, traf ich solche am Wattberg und am Westerberg bis zu 50 cm mächtig an. An allen untersuchten Plätzen wurde eine Flora festgestellt, die auf den frühesten Abschnitt des Spätglazials hinweist. An den beiden letztgenannten Plätzen bestand sie fast ausschließlich aus Moosen und Flechten nebst vereinzeltem *Empetrum nigrum*. *Pinus* und *Betula nana* treten nur sehr sporadisch auf. Vielfach waren in die Schichten mit reichlichen Sporen von *Racomitrium* (oder *Polytrichum*) dünne steinreiche Lagen, in denen zugleich *Empetrum* beobachtet wurde, eingeschaltet. An den Weihenbergen fehlte dagegen jede Vegetation innerhalb der 2 m mächtigen Ablagerung, abgesehen von *Empetrum*, die nur in den waagerechten dunklen Bändern — und zwar fanden sich sieben solcher Bänder — vorkam. Kompakte Steinsohlen kommen nur an der Oberfläche oder dicht unter derselben (der älteren Ortsteine) vor. Topf-, Riß- und Spaltenbildungen fehlen den älteren Ortsteinen ganz. Die leichten, meist schwach gewellten, seltener eckigen Verbiegungen lassen auf die Funktion eines Frostbodens schließen, die im folgenden Kapitel als Frostplattenbildung beschrieben ist.

Die älteren Ortsteine am Barenberge, bei Tunxdorf und in den Weihenbergen bilden den Kern der flachen Dünenrücken, die der Emsländer „Tangen" nennt, und die durch den Mangel von ausgeprägten Luv- und Leeseiten charakterisiert sind. Nur am Barenberge läßt sich noch eine steilere Leeseite feststellen, die, wie schon erwähnt wurde, auf Westwinde schließen läßt. Es ist interessant zu beobachten, daß der erste Anlaß zur Dünenbildung an mehreren Stellen des Hunte-Ems-Urstromtrales von Talsandschollen ausging, die durch Eisenkrusten vor dem Angriff des Windes geschützt waren. An ihren Flanken bildeten sich Hohlkehlen, und diese wurden von den braunen Ortsanden umhüllt und infolgedessen konserviert.

In den flachen Mulden der Tangen begannen seit dem Beginn der Allerödperiode infolge der Feuchtigkeitszunahme die Ablagerung von Schwarzsanddecken; damit ist eine Datierung der älteren Ortsteine auf den ersten Abschnitt des Spätglazials möglich, eine Feststellung, mit der die oben mitgeteilte Flora desselben in Übereinstimmung kommt.

Dasselbe Ergebnis brachte die Untersuchung eines 20 cm

mächtigen Ortsteines innerhalb des Profiles „Stapelmoorer Heide“, das in dem vorigen Kapitel dieser Arbeit beschrieben ist.

Die älteren Ortsteine werden vielfach oberwärts von Schwarzsanddecken abgeschlossen, die man bisher zu den Ortsteinen rechnete und als Humusortsteine bezeichnete. Die mikrobotanische Untersuchung der Schwarzsande brachte das Ergebnis, daß diese Böden in der frühen Nacheiszeit bzw. im Spätglazial unmittelbar davor angelegt worden sind. Sie sind also jünger als die Würm-II-Eiszeit, von der sie zeitlich um einige Jahrtausende entfernt sind. Ihre maximale Entwicklung erreichten die Schwarzsandböden in flachen Geländemulden während der jüngeren *Dryas*-Zeit (9000 bis 8000 v. d. Ztw.) und in den folgenden Zeitabschnitten der *Yoldia*- und *Rho*-Perioden. Sie besitzen infolgedessen charakteristische Spektren mit reichlicher *Betula nana*, neben *Pinus silvestris*, *Betula verrucosa*, *Betula pubescens*, außerdem vorwiegend *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis idaea*, *Calluna vulgaris*, Flechten und Moose sowie vereinzelt den arktischen Moosfarn *Selaginella selaginoides*.

Die Schwarzsande sind also in subarktischen Heidetundren gebildet, und es ist interessant, daß dieselben als Reliktvegetation stellenweise bis in die beginnende Nacheiszeit bestanden haben. In solchen Fällen wurden die dunklen Böden von den hellen Bleichsandböden des Postglazials abgelöst. Äußerlich sind diese bis in jüngere Zeiten hereinreichenden Schwarzsande durch ihre Beimischung von einzelnen Bleichsandkörnern stets zu erkennen. Wir haben es in diesen Fällen also nicht allein mit einer Reliktvegetation, die bereits von den älteren Botanikern vermutet wurde, sondern auch mit Reliktböden zu tun. Die echten Schwarzsande sind insofern edaphisch bedingt, als sie in Geländemulden, nie auf den Kuppen der Landschaft gebildet sind. Ihre starke Humus- und Doppleritanreicherung ist weniger die direkte Folge des subarktischen Klimas, da in diesem Zusammenhange die Böden sich nicht über das Boreal hinaus erstrecken konnten, sondern in erster Linie die Folgen eines hohen Grundwasserstandes im Gelände mit Bodeneisvorkommen. Das Vorkommen der Schwarzsandböden ist also ein direkter Hinweis auf das ehemalige Vorhandensein von Bodeneis, das nach meinen Beobachtungen im Küstengebiete besonders häufig gewesen sein muß. Der schroffe Wechsel von Schwarzsand zu Bleichsand, den wir an vielen Stellen beobachten können und wie er auf mehreren von mir veröffentlichten Photos sichtbar ist, ist die Folge des Tieftauens an den betreffenden Stellen. Erst nach erfolgtem Tieftauen wurden die Heideböden auch im Sommer trocken, und der jährlich anfallende Humus, der bis dahin den Boden schwarz färbte, wurde nun restlos

zersetzt, so daß der äolische Staub die helle Bleichsandfarbe erhielt. Erst gegen Ende der Bronzezeit, als das Klima sich dauernd verschlechterte, entstand in den Heiden erneut unzersetzter Humus, der aber im Gegensatz zu dem subarktischen Schwarzsande eine braune Farbe besitzt.

Das Tieftauen des Bodeneises hatte für unser gesamtes Küstengebiet eine katastrophale Wirkung. Die mit Wasser gesättigten Böden fielen plötzlich trocken, und in der Vegetation erfolgte ein grundlegender Wechsel, der sich in allen untersuchten Profilen bemerkbar macht. Die Kontakte der Schwarzsand- mit den Bleichsandböden fallen nach meinen Untersuchungen auf die Zeit von 7000—5200 v. d. Ztw., und entsprechen den Zeiten der schnellen Erwärmung zu Beginn des Postglazials, die in den Pollenbildern durch die beiden Haselanstiege gekennzeichnet sind. Die frühesten Kontakte fand ich in den beiden Profilen Ascheudorf und Wilhelmshaven. Hier lagen sie um 6800! Um 6000 erfolgte das Tieftauen an den Profilentnahmestellen Bockhorst-Teufelskuhle, Kl. Berssen-Nordender Feld und Börger-Am Rauhen Bult. Dagegen verzögerte sich der Bodenumschlag am Barenberg bis um 5800, also zur Zeit der maximalen Haselausbreitung, und im Bimolter Felde (Vordere Kähninge) hielt sich das perennierende Bodeneis sogar bis um 5200.

Das Phänomen des Bodeneises erklärt uns in befriedigender Weise die parallele Entstehung von Schwarzsanden und Braunsanden, erstere in den Mulden und auf den Ebenen, letzterer auf den Kuppen bzw. bodeneisfreien Geländeteilen, wie ich das erstmalig an mehreren dicht benachbarten Stellen am Barenberge nachweisen konnte. Aber auch in den Braunsanden lassen sich die mannigfachen Folgen des Schwindens des Bodeneises feststellen. In denselben Zeiten, als an den übrigen Stellen der auffällige Bodenwechsel vor sich ging, nahm hier eine xerophile Vegetation den Platz einer hygrophileren ein.

So wurde bei Linswege im Ammerlande um 5500 eine *Succisa*-reiche Heide von einer *Juniperus*-Heide abgelöst, und bei Tunxdorf nahm um 6000 in der Heide ein *Hieracium-pilosella*-Stadium überhand. Im Rheder Felde lag der interessante Fall vor, daß um 5600 eine *Succisa*-reiche Heide von einem Lindenwalde vorübergehend besiedelt wurde. Am Vosseberg war um 5800 ein *Salix-repens*-reiches Stadium in der Heide beendet, während an der Profilentnahmestelle Boen IV (Ostfriesland) schon um 6200 ein *Sparganium-Batrachium*-Teich ein plötzliches Ende fand.

Nicht minder eingreifend in den Wasserhaushalt war das Schwinden des Bodeneises für die spätglazialen Moore, von denen ich in den letzten Jahren eine große Zahl untersuchen konnte. Diese Moore werden an anderer Stelle ausführlich beschrieben.

Während der Jüngeren *Dryas*-Zeit (um 8500 v. d. Ztw.), als im Norden die Gletscher erneut bis zu den fennoskandischen Endmoränen vorstießen, setzte im Emsgebiete wieder ein schwaches Bodenfließen ein, das sich in kies- und schotterreichen Gebieten auswirkte. So fand ich eng begrenzte, stellenweise nur 1 cm starke Grobsandschichten in Schwarzsandböden bei Wilhelmshaven und bei Tannenhausen in Ostfriesland eingeschaltet, bei Ülsen im Vechte-

gebiet sogar Grobkieslagen. Eine sorgfältige Beobachtung der Schwarzsandverbände brachte endlich den Beweis für das Vorhandensein einer Mikroschichtung dieser Böden, die die langsame Entstehung derselben beweist, die von mir schon früher theoretisch angenommen wurde.

Wo an Hängen oder auf Kuppen der Boden einer Deflation ausgesetzt war, entstanden die jüngeren Ortsteine als Verwitterungsdecken der liegenden Flußsande. Diese jüngeren Ortsteine sind in der Regel nur 10—20 cm mächtig, stellenweise noch geringer! Sie sind ebenfalls verkittet, wenn auch nicht in dem Maße wie die älteren Ortsteine. Die Begrenzung des jüngeren Ortsteines nach unten ist vielfach schwierig, da senkrechte Spalten, Risse und Topfbildungen weit nach unten reichen können. Spaltenförmige Einsenkungen mit Dreieckumriß sind besonders deutlich in den Fällen, wo die Schwarzsande mit eingesunken sind. Die Einfüllungen dieser Spalten bilden boreale Heidesande, wenn auch die völlige Einebnung der Vertiefungen erst in der atlantischen Periode erreicht wurde. Die Entstehung einiger Spalten auf der Barenberg-Tange fällt in den Beginn des Postglazials, 7500 bis 7000 v. d. Ztw. Doch darf dieses Ergebnis nicht verallgemeinert werden, da wir es hier wahrscheinlich mit „Reliktböden" zu tun haben. Über die isolierende Wirkung moosreicher Tundrenböden ist in dem folgenden Kapitel ausgeführt worden.

In dem Aufschluß unterhalb der Kuppe des Barenberges bedecken die zum Teil gebrochenen Schwarzsande Ortsteingebilde, die auf Brodelböden hinweisen. An mehreren Stellen waren von der Umgebung gut abgesetzte Partien entwickelt, die aus einem Mosaik von Ortsteinfetzen neben solchen von Bleichsand und Gelbsand bestanden. Anderwärts war der Ortstein in Schollenform aufgelöst, und zwar machten die Formen dieser Schollen den Eindruck, als seien sie durch Winde ausgeschliffen worden. Ähnliche „Hohlkehlen" entstehen heute noch an solchen Stellen, an denen der Wind die freigelegten Ortsteinklippen angreift. Anderseits können sich unter solchen Formen auch Frostbodenstrukturen (fossile Eiskeile im schrägen Anschnitt!) verbergen.

Echte Frostspalten sind besonders da entwickelt, wo die Sedimente dicht aufeinander wechseln, wie das in den meisten Kieskuppen des Gebietes der Fall ist. Solche Frostspalten ergeben je nach dem Winkel, in dem sie angeschnitten sind, ganz verschiedene Bilder. Einige besonders große, aber selten vorkommende Ortsteintöpfe mit pilz- oder wannenartiger Verbreiterung nach unten zu greifen nicht selten über 1 m tief in die liegenden Sande, und dürften komplizierter Entstehung sein, bei der jedenfalls Eislinsen (Hydrolakkolithe) im Boden mitgewirkt haben. Auch die Ortsteinzapfen

sind durchaus uneinheitlicher Entstehung. Die Bildung kleinerer rezenter Zapfen in aufgearbeiteten Ortsanden durch Verkrustung der Heidewurzeln habe ich bei der Beschreibung des Aschendorfer Draibergs erwähnt. Auch in den noch intakten Ortsteinbänken vermögen Heide und *Molinia* den Ortstein zu durchwurzeln, wenn Spalten oder Löcher vorhanden sind. Solche Löcher entstehen, worauf mich zuerst W. Beijerinck aufmerksam machte, durch die Bohrlöcher des Stierkäfers, der ganze Ortsteinbänke zu „perforieren" vermag. Die Wirkungen der Durchwurzelung nach voraufgegangener Perforierung hatte jener Forscher eingehend in den Niederlanden beobachtet, und ich kann dieselben aus dem Gebiete zwischen Weser und Ems bestätigen. Infolgedessen können Böden, die sonst der Heide vorbehalten sind, sich allmählich bewalden. Dasselbe gilt für solche Ortsteinböden, die nur lückenhaft entwickelt sind, wie das viel häufiger weiter östlich, so in der Lüneburger Heide der Fall ist. Auch am Barenberge ist unter der Kuppe der Ortstein nicht völlig geschlossen. Infolgedessen konnte sich während der atlantischen Periode vorübergehend Waldanflug zu kleinen Eichen-Heide-Komplexen entwickeln, wie das die Analyse der betreffenden Stelle (Profil „Barenberg") ergab.

Die stark gewellte oder zapfenförmig verbogene Oberfläche vieler jüngerer Ortsteinbildungen ist besonders häufig an den Hängen anzutreffen. Am Hilter Berg und sonst läßt sich beobachten, wie die Steinsohlen den auf- und absteigenden Bewegungen der Ortsteinoberfläche folgen, und manchmal findet man kleine Geschiebe auf den Köpfen solcher Ortsteinzapfen. Diese Erscheinungen bereiten solchen Forschern, die die großen Auswirkungen des Bodenfließens in unseren Gebieten nicht anerkennen wollen, häufig Schwierigkeiten. Es besteht für mich kein Zweifel, daß diese Erscheinungen auf Regelation zurückzuführen sind (arktische Höckerböden!). Es ist interessant, daß die Bodenstrukturen der ausklingenden Würm-II-Zeit auch aus vertikalen Bewegungen hervorgegangen sind.

Übersehen wir den gesamten Formenkomplex der jüngeren Ortsteine, so ist deutlich eine anders geartete Struktur, die auf vertikale und richtungslose Bewegungen hinweist, von den mehr horizontalen Strukturen der älteren Ortsteine zu unterscheiden. Die genannten Bodenformen dürften auf Klimaunterschiede der letzten Eisvorstöße zurückzuführen sein, und wir werden im folgenden sehen, welcher Art diese waren.

Als dritte „Ortsteinart" müssen endlich noch die verkitteten Braunsande genannt werden, die nach meinen Erfahrungen einen hohen Anteil der kartierten echten Ortsteinböden ausmachen. Sie fallen nach meinen Untersuchungen sämtlich in die Zeit des so-

genannten Boreals (7000—5000 v. d. Ztw.). Es wurde schon erwähnt, daß sich die Braunsandböden mit Schwarzsanden verzahnen, und erstere entstanden nur dort, wo das Bodeneis fehlte. Daß die Braunsande häufig verkittet sind, dürfte daran liegen, daß während ihrer Entstehung noch eine Bodenzirkulation von unten nach oben wirksam war, ferner aber auch durch die Infiltration von Dopplerit von oben her. Erst zu Beginn der atlantischen Periode begann die Sedimentation von rötlichem und grauem Bleichsand. Während die Grenze zwischen Schwarzsand und Bleichsand stets sehr scharf ist, geht der Braunsand allmählich in den Bleichsand über. Bei den Untersuchungen der Braunsande hat sich herausgestellt, daß dieselben sowohl in Heiden als in Wäldern gebildet wurden. Aus diesem Grunde ist die Bezeichnung „brauner Waldboden" irreführend. In den weiter östlich und südöstlich gelegenen Teilen Mitteleuropas setzte sich die Bildung von Braunsanden über das Boreal hinaus fort.

Auch in jüngeren Dünenschichten können sich Ortsteindecken neu bilden, wie das die Beobachtung an bronze- und eisenzeitlichen Hügelgräbern zeigt. In diesen Fällen, von denen besonders van Giffen berichtete, sind nach meinen Untersuchungen ältere Ortsteindecken aufgearbeitet worden und durch Doppleritmassen der überdeckenden feuchten Heiden oder Heidemoore verkittet. Solche Fälle sind in den nördlichen Niederlanden und in den Emsgebieten gar nicht selten infolge der kräftigen Moortransgression seit der Zeitenwende. In den höher und landeinwärts liegenden Gebieten wurden die überwehten Ortsanddecken nicht verhärtet. Diese sekundären Ortsteinbildungen, die besonders in der Nähe der alten Siedlungen häufig sind (so bei Aschendorf!), zeigen auch Sekundärfloren mit subarktischen Elementen, die der Anlaß zu der Verwechslung mit den echten, spätglazialen Ortsteinen waren.

10. Kapitel

Über Frostbodenerscheinungen

In diesem Kapitel kann ich nur diejenigen Erscheinungen arktischer Böden behandeln, die zum Verständnis der fossilen Böden Nordwestdeutschlands notwendig sind. Aus der reichhaltigen Literatur über Frostböden konnte ich deshalb nur einen Bruchteil heranziehen, und es muß deshalb auf die vollständigen Abhandlungen und Literaturverzeichnisse bei Meinardus, Soergel, Gripp und Edelman hingewiesen werden.

Der erstgenannte Autor gab 1930 eine Übersicht über die arktischen Böden bekannt, die einige wichtige Rückschlüsse auf fossile Böden aus der Würm-Eiszeit in Nordwestdeutschland gestatten.

Für das Polargebiet ist nach Meinardus das Ausmaß der Sonnenstrahlung von großer Bedeutung. Diese ist im Frühjahr, wo der Wassergehalt der Luft relativ gering ist, besonders groß. Dieser Wasserdampfgehalt setzt im Sommer die sowieso schon geringe Kraft der Sonnenstrahlen infolge des schrägen Einfalls derselben herab. Die Jahresniederschläge sind durchschnittlich geringer als 200 mm. In Nordgrönland, wo über 100000 qkm nicht vergletschert sind, sinkt der Jahresniederschlag nach dem dänischen Forscher Lauge Koch sogar unter 100 mm, so daß der größte Teil des Schnees während des Winters verdunstet.

Auf Gesteinsböden wirkt das polare Klima naturgemäß anders als auf nassen Böden. Besonders bei nach Süden geneigter Hanglage kann die Bodentemperatur im ersteren Falle hohe Werte erreichen.

Im allgemeinen gilt für die gesamte Tundrazone eine mittlere Julitemperatur bis 10°. Der ewige Frostboden, die Gefrörnis (schwedisch: Tjäle) ist nach H. Wild von einer mittleren Jahrestemperatur von höchstens 2° abhängig, doch bringt die veränderliche Schneehöhe von dieser Regel wichtige Ausnahmen. Innerhalb der Frostbodengebiete lassen sich kontinentale und polare (= meeresnahe) Gebiete unterscheiden.

Polynov (nach Meinardus) beobachtete, daß in groben Schottern die Gefrörnis selten ist, in „Sandgeschieben der Flüsse" ihre Tiefe zwischen 50—80 cm bis zu 1 m schwankt, während sie in moosigen Sümpfen nur 25—50 cm beträgt.

Unter den Mooren können sich infolge ihrer konservierenden Eigenschaft gegen Sonnenstrahlung Frostböden erhalten. Nach Schostakowitsch kann die Auftautiefe durch Wegnahme der moosigen Bodenschicht gesenkt werden.

Besonders wichtig ist die Entstehung von Bodenhügeln über eingelagerten Eislinsen, dort, wo Wohnplätze vorhanden sind.

Das Auftauen dieser Eislinsen während einer positiven Klimaveränderung kann dann zum Aufbrechen bzw. zum Aufplatzen der oberen Bodenschichten führen. W. Beijerinck stellte mir ein Photo aus dem benachbarten Drente zur Verfügung, aus dem hervorgeht, daß ein solches, plötzlich einsetzendes Tieftauen während oder unmittelbar nach erfolgter Ortsteinbildung, also in einem relativ späten Zeitabschnitt einer kälteren Periode, nicht allein eine typische Ortsteintopfbildung, sondern auch das Heraufziehen des 1 m tief liegenden Geschiebemergels zur Folge hatte. Ähnliche Vorkommen habe ich auch im Emslande beobachtet, und 1932 veröffentlichte ich eine Aufnahme einer Ortsteinbank, die infolge Tieftauens von Eislinsen mit vielen Rissen gebrochen war.

Es ist möglich, daß sich solche Eislinsen auch unter Kadavern hielten, die im Eisboden der Verwesung widerstanden.

Ähnliche Topf- oder Pilzformen des Ortsteins haben besonders in den Fällen, in denen nachträglich diese Töpfe durch Wurzelballen ausgefüllt wurden, zu abwegigen Deutungen der beschriebenen Formen geführt.

Edelman, Florschütz und Jeswiet, die in einer gründlichen Arbeit kürzlich Frostböden in der Nähe der holländischen Stadt Hengelo beschrieben, haben neben den Wirkungen bei dem Tauen von Eislinsen (Hydrolakkolithen) und der Entstehung von Eiskeilen (Frostspalten) besonders die Wirkung von ausfrierendem Bodenwasser innerhalb verschiedenartiger Bodenschichten hervorgehoben.

„Das Auftreten von Wasser aus den feineren Poren in die gröberen, wo es gefriert, hat eine Störung des kapillaren Gleichgewichts zur Folge und führt zu einer kapillaren Heraufführung von Wasser aus dem noch nicht gefrorenen Untergrund zum Ausgleich, dabei wird die Intensität dieses Prozesses besonders durch die Beschaffenheit des Bodens bedingt" (Edelman u. a.).

Derartige Bodenänderungen treten also bei dem Übergang eines wärmeren in ein kälteres Klima auf, während für den umgekehrten Fall die besonderen Eigenschaften eines Auftaubodens über dauernd gefrorenen Schichten zu kräftigen Materialverschiebungen führen, die wir allgemein unter der Bezeichnung „Brodelböden" kennen. Besonders an Hängen, selbst an schwach geneigten, muß naturgemäß der mit Wasser übersättigte Bodenbrei in gleitende Bewegung geraten (sog. Fließerden!). Dieser Vorgang, der von Gripp u. a. auf Spitzbergen studiert wurde, hat bekanntlich Materialverschiebungen zur Folge, die sich als Steinringe. Steinkränze oder Steinlinien zeigen. Die betreffenden Bewegungen sind nicht allein horizontaler, sondern auch vertikaler Art.

Fossile Steinkränze wurden mir von einem Arbeiter in einer Kiesgrube bei der ostfriesischen Ortschaft Bullerbarg vor einigen Jahren gezeigt, nachdem ich dem Betreffenden solche Bildungen erklärte. Auch vertikal gestellte Steingirlanden, die in mehrfachen Bögen in den Aufschlüssen sichtbar waren, deuten zweifellos auf Frostböden hin. Sie haben nichts mit Glazialstauchungen zu tun. Häufig kann man beobachten, wie sämtliche Geschiebe in diesen Girlanden hochkannt gestellt sind.

Doppelte, bogenförmig eingesunkene Braunmoosschichten in kesselförmigen Lakkolithbildungen bei Wiene (Twenthe) wurden kürzlich von Florschütz bekanntgegeben. Er deutet sie als wiederholtes Auftauen im Spätglazial.

Eine wichtige Sonderform der Frostböden sind Frostspalten, die sich zu Eiskeilen entwickeln können. Solche Eiskeile bis zu

großem Umfange beschrieb de Leffingwell aus Alaska. Frostspalten sind in den Ortsteinböden des Ems-Weser-Gebietes häufig. Sie fehlen dagegen den Schwarzsandböden in den flachen Mulden, zeigen also eine Bevorzugung der Kuppen und Hänge, die naturgemäß dem Klima stärker exponiert waren. Infolge von Dopplerit-infiltration sind die Formen der Spalten und Keile sichtbar geworden. Häufig reichen die Spalten bis in die geschichteten Talsabde herab und zeigen manchmal staffelförmige Einbrüche. Die unmittelbar benachbarten Schichten sind an den Berührungsstellen mit den Eiskeilen schwach aufwärts gebogen, die Schichten selbst gefältelt.

Soergel zeigte 1936 in einer ausführlichen Arbeit, wie fossile Frostspalten bzw. Eiskeile je nach dem Schnittwinkel ganz verschiedene Formen im Profil ergeben. Die spitzwinklig angeschnittenen Keilspalten würde man leicht als Stauchungen deuten können. Bei der Besprechung der jüngeren Ortsteine wurden diese Möglichkeiten schon berührt. Soergel machte ferner Ausführungen über die Entstehung der Eiskeile, die durch wiederholtes Tauen und Gefrieren ihre Form erhalten. Dann teilte derselbe Forscher Genaueres über das Alter der Eiskeile mit, deren Zuweisung zu verschiedenen Eiszeiten durch ihre verschiedenen Lößausfüllungen möglich sei. Soergel kam zu dem Schluß, „daß die Keilspalten, die in einem Teilgebiet des Süßenborner Kieslagers stehen, in Form und Größe die Intensität und Dauer des jeweiligen eiszeitlichen Klimas wiederspiegeln“ (S. 239!).

„Zur Bildungszeit der tiefsten Keilspalten muß der Dauerfrostboden in Thüringen eine Tiefe von mindestens 5 m erreicht haben. Der sommerliche Auftauboden war im Hochstand der Weichselvereisung 60—100 cm mächtig. Im Vergleich mit der während des April 1929 im Frostboden des Winters 1928/29 erreichten Aufbautiefe ergibt sich die mittlere Temperatur des Sommerhalbjahres während des Hochstandes der Weichselvereisung in Thüringen zu rund 3° C“ (S. 246!).

Diese Zahl stimmt mit den Auswertungen paläobotanischer Befunde durch Nehring, C. A. Weber und Gagel ziemlich genau überein.

Die schon erwähnte neuerliche Arbeit der holländischen Forscher (Edelman u. a.) brachte Beweise, daß die bisher beschriebenen Frostbodenformen in mehreren Etagen übereinander vorkommen können. In dem Profil Hengelo I wurden drei Horizonte mit Faltungen unterschieden, von denen der oberste mit kräftigen Faltungen 3,70—3,90 m unter Oberfläche, der zweite Horizont mit sehr kräftigen Faltungen 4,60—6 m tief liegt. Die dritte Faltungsschicht mit schwächeren Formen lag noch 1—2 m tiefer. Sowohl zwischen dem ersten und dem zweiten wie auch zwischen dem zweiten und dritten Faltungshorizont befanden sich

geschichtete Sande, welche Frostspalten aufwiesen, während in den Faltungshorizonten dunkle, humose Lehme mit Törfen abwechselten. Die Verfasser wollen den wiederholten Frostbodenstrukturen keine stratigraphische Bewertung beimessen und erwägen die Zugehörigkeit aller Frostböden zum Spätglazial.

Ich halte das für ausgeschlossen. Darauf deutet schon allein das Auskeilen der Spaltenausfüllungen in verschiedenen Schichten hin, ebenso die Tiefe der verschiedenen Faltenböden. Sehr wahrscheinlich gehören auch die oberen Torflager von Hengelo. Wiene usw. nicht dem Spätglazial, sondern dem W-II-Glazial an, ebenso wie ganz ähnlich beschaffene Torflager aus dem unmittelbar benachbarten preußischen Kreise Bentheim, wo ich im Sommer 1937 diese Törfe studieren konnte. Leider fehlen ähnliche spezielle Analysen bei Wiene und Hengelo noch, was besonders in Anbetracht eines diluvialen Schädelfundes in der Nähe des letzteren Ortes zu bedauern ist.

Wahrscheinlich sind auch die verschiedenen Formen der Ortsteinadern und -bänder in den gelben Sanden unter den Ortsteindecken durch Bodenverschiebungen. Kornsortierungen und Spaltenansätze unter glazialem Klima mit später folgender Eisenoxyd- oder Doppleritausfüllung, die diese Formen sichtbar machten und bis zur Gegenwart konservierten, zu erklären. An den tieferen Bändern können wir in der Regel eine untere rostbraune und obere schwarze Kante unterscheiden, eine Folge der auf- und absteigenden Zirkulation. Erstere brachte das Eisen nach oben, und die letztere lagerte an den so verkrusteten Schichträndern das Dopplerit ab. In den stärksten Dimensionen finden wir diese Erscheinung am Südhange der Tunxdorfer Düne wieder, wo die Eisen- und Doppleritinfiltrationen die vertikalen oder schräg einfallenden „Frostplattenstrukturen“ markiert haben.

Miniaturverwerfungen an Frostspalten sowie Fältelungen von Flugsanden sind ein Kennzeichen ihrer glazialen Herkunft und gestatten solche Zeitbestimmungen auch dann, wenn sie in Sanden ohne Ortsteinschichten auftreten.

W. Beijerinck, der im Jahre 1934 eine Reise in die arktischen Gebiete Fennoskandiens unternahm, teilte mir mit, daß er im Norden alle Arten des Ortsteins in verschiedenen Entwicklungsstufen antraf.

Aus den Beschreibungen von Meinardus und Blanck geht hervor, daß in der Arktis selbst bei kalkhaltigem Kreidesandstein in der Adventbai durch Verwitterung (Oxydation des Eisenoxyduls. Entfernung der Karbonate bei gleichzeitiger Anreicherung der Kieselsäure) eine rotbraune, eisenschüssige Rinde entstehen kann. Solche rotbraunen Verwitterungsböden können (nach Dubois)

schließlich in einen rotbraunen Staub zerfallen. Trotz der wiederholten Warnungen von Harrassowitz u. a. hat man immer wieder versucht, fossile Verwitterungsrinden unserer Böden als rezente Bildungen zu erklären. Die Erforschung dieser Böden ist abhängig von einem intensiven Studium der arktischen Bodenarten und Bodenformen, eine lohnende Aufgabe für Expeditionen mit bodenkundlichen Zielsetzungen.

Nordenskjöld war derjenige, der schon früh auf Eisstaubböden (Kryokonit) im westlichen Grönland aufmerksam machte. Kryokonit unterscheidet sich von dem Löß durch seine Kalkfreiheit. Es ist ein gelblicher, ungeschichteter, leicht zerfallender und außerordentlich feiner Sand, den man mit den „Mehlsanden" unserer diluvialen Böden vergleichen kann.

Es ist interessant, daß ähnliche Kryokonitsande von mir im südlichen Nordseegebiet wiederholt angetroffen sind und einige derselben auch datiert werden konnten. Sie reichen zeitlich vom Würm II-Glazial bis zu der spätglazialen Epoche der Nacheiszeit und bilden ein lohnendes Objekt für mikrobotanische Forschungen.

Eine Reihe der Proben solcher Böden habe ich im Papenburger Moormuseum ausgestellt, wo auch deren Schichtverbände studiert werden können.

Eine besondere Abart dieser Böden bilden die *Selaginella*-Staubböden, die von mir im Liegenden von zwei emsländischen Heidemooren angetroffen wurden (Hoeftenveen bei Rhede und Südermoor bei Bagband). Ihre bräunliche Färbung und der hohe Gehalt von Resten des arktischen Moosfarns lassen sie leicht erkennen. Sie ließen sich an beiden Stellen als Bildungen der jüngeren *Dryas*-Zeit des Spätglazials nachweisen und wurden von *Yoldia*-zeitlichen Braunmoossümpfen bedeckt, während sie im Südermoore von Ortstein und Steinsohlen der vorhergehenden Alleröd-periode unterlagert wurden.

In dem Profil Stapelmoorer Heide, das im vorigen Kapitel beschrieben wurde, sind kryokonitähnliche Sande aus der Zeit des Würm-II-Hochstandes analysiert.

Zusammenfassung

In dem 8. bis 10. Kapitel dieser Arbeit wurde eine Beschreibung der fossilen Böden Nordwestdeutschlands gegeben, die in der Würmeiszeit entstanden sind. Es wurde der Versuch unternommen, auf Grund morphologischer Merkmale die Entstehung dieser Böden durch Vergleich mit arktischen Böden zu klären. Im 4. Kapitel wurde an Hand der Beschreibung eines glazialen Bodenprofiles die Anwendung der neuen geobiologischen Untersuchungsmethode

eingehend dargetan, und insbesondere die Rückschlüsse, welche diese Ergebnisse auf unsere Kenntnis der Vegetation und des Klimas während des W-II-Hochstandes gestatten, auseinandergesetzt.

Dadurch war es möglich, die Sommertemperatur in Nordwestdeutschland während jener Periode mit einer Schwankung von 3—6° im Mittel zu berechnen, eine Zahl, die mit der von Soergel gefundenen weitgehend übereinstimmt.

Schriftenverzeichnis (8.—10. Kapitel)

Es sind nur die Schriften aufgeführt, auf die in der vorstehenden Arbeit Bezug genommen ist

Beijerinck, W.: De oorsprong onzer heidevelden. — Kruidk. Arch. D. 43, 1933.

Beijerinck, W. und Popping, H. J.: Eeene palaeolithische nederzetting in het Kuindertal nabij Oosterwolde. — Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 1933.

Beijerinck, W.: Over toendrabanken en hunne beteekenis vor de kennis van Würm-Glazial. — Tijdschr. Kon. Nederl. Aaardr. Gen. 1933.

Blanck, E.: Handbuch der Bodenlehre. — Berlin (Springer) 1930.

Dewers, F.: Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenböden. — Abhandl. d. Bremer Wiss. Ges. 1934.

Edelman, C. H., Florschütz, F. und Jeswiet, J.: Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. — 's-Gravenhage 1936.

Florschütz, F. und van de Vlerk: Fossiele cellenstruktur in jong-pleistocene Oost-Nederlandsche afzettingen. — Proceed. vol. XL, Nr. 10, 1937.

Fries, Thore: Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. — Akad. Abhandl., Uppsala 1913.

Jonas, Fr.: Klimaschwankungen und Bodenbildungen des Würmglazials des nordwestdeutschen Diluviums. — Niedersächs. Heimatschutz, Heft 4, Oldenburg 1935.

Jonas, Fr.: Zwischen- und nacheiszeitliche Heideböden am Aschendorfer Draiberg. — Fedde, Rep. Beih. CIV, 1, Dahlem 1938.

Jonas, Fr.: Heiden, Wälder und Kulturen Nordwestdeutschlands, Heft 1. — Fedde, Rep. Beih. CIX, 1, Dahlem 1938.

Jonas, Fr.: Eine subarktische Klimaschwankung der Würmeiszeit. — B.B.C., Bd. LIX, Abtl. B, Dresden 1939.

Kihlmann, A. O.: Pflanzenbiologische Studien aus Russisch-Lappland. — Acta soz. Fauna et Flora Fenn. 6, Nr. 3, Helsinfgors 1890.

Nordhagen, R.: Vegetation und Flora des Sylenegebictes. — Oslo 1927.

Piesker, H.: Vorneolithische Kulturen der südlichen Lüneburger Heide. — Hildesheim 1932.

Rietz, d. E.: Zur Kenntnis der flechtenreichen Zwergstrauchheiden im kontinentalen Südnorwegen. — Uppsala 1925.

Samuelsson, G.: Studien über die Vegetation der Hochgebirgsgegenden von Dalarne. — Uppsala 1917.

Schucht, Fr.: Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems. — Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1912, II.

Soergel, W.: Das Alter der paläolithischen Fundstätten von Taubach-Ehringsdorf-Weimar. — Mannus 18, Heft 1—2, Leipzig 1926.

Soergel, W.: Diluviale Eiskeile. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 88. Jahrg. 1936, Heft 3.

Wahnschaffe-Schucht: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — Stuttgart 1921.

Wegener, A.: Deutsche Inlandeisexpedition nach Grönland 1929. — „Deutsche Forschung", Heft 13, Berlin 1930.

Wiegers, Fr.: Diluviale Vorgeschichte des Menschen. — Stuttgart 1928.



Bild 1.

Aufarbeitung einer Ortsteinbank bei Rhede (Ems).

Foto: Jonas.



Bild 2. Durchwurzelung der sekundären Ortsandbank mit jüngerer und älterer Heidevegetation. An den Wurzeln der älteren Heidepflanzen haben sich bereits Mineralkrusten abgelagert.

Foto: Jonas.



Bild 3. Aufnahme a).

Doppelter Ortstein am Draiberg bei Aschendorf.

In der Mitte des Bildes die Profilentnahmestelle. - Foto: C. Altehage. Juli 1936.

Bild 4. Aufnahme b)



Zwischeneiszeitliche begrabene Landoberfläche am Draiberg bei Aschendorf.

Die unterste Ortsteineinlage mit Zapfen gehört dem Hauptvorstoß (Würm 2) an; sie ist an der rechten und linken Seite des Bildes vom Flugsand überdeckt. An der linken Seite wurde oberhalb der dort einfallenden Ortsteinschicht das Profil Draiberg b) entnommen. Dort tritt auch der Humus des atlantischen Abschnittes der Zwischeneiszeit deutlicher hervor, als in der Mitte des Bildes. Unmittelbar unter der Heidenarbe liegt nur z. T. erhalten (Plappenhieb) der postglaziale Bleichsand und darunter der umgelagerte Ortsand aus der Zeit von 2—500 n. d. Ztw. (mit senkrechter Durchwurzelung). Foto: Fr. Jonas. 1934.



Bild 5. Aufnahme c). **Rest eines zwischeneiszeitlichen Heidebodens.**
In der Mitte der Ortstein von Würm 2 mit Löchern des Stierkäfers, darüber Bleichsandhumus der Zwischeneiszeit, Ortsand und humose Sande aus den beiden letzten Jahrtausenden. Foto: Fr. Jonas. 1934.



Bild 6. Ansicht des Nordaufschlusses am Aschendorfer Draiberg mit gegrabenem zwischeneiszeitlichem Heideboden im Jahre 1934. Foto: Fr. Jonas.



Bild 7. **Glazialer Dünenhorst bei Tunxdorf.**
Die mächtige Ortsteinschicht gehört dem Ende des 2. Würm- (Haupt) vorstoßes an. Darüber liegt Bleichsand, der durch seine Humusdecke noch eine kurze Zeit der Zerstörung Widerstand leistete. Oberhalb dieser Schicht befindet sich eine 3-5 m hohe Dünenkuppe jüngster Entstehung mit Eichengebüsch, die jetzt in Auflösung begriffen ist. Foto: Fr. Jonas. 1934.



Bild 8. Stirnseite des glazialen Dünenhorstes bei Tunxdorf, mit „Ortsteintöpfen" in der Mitte des Bildes Foto: Fr. Jonas. 1934.

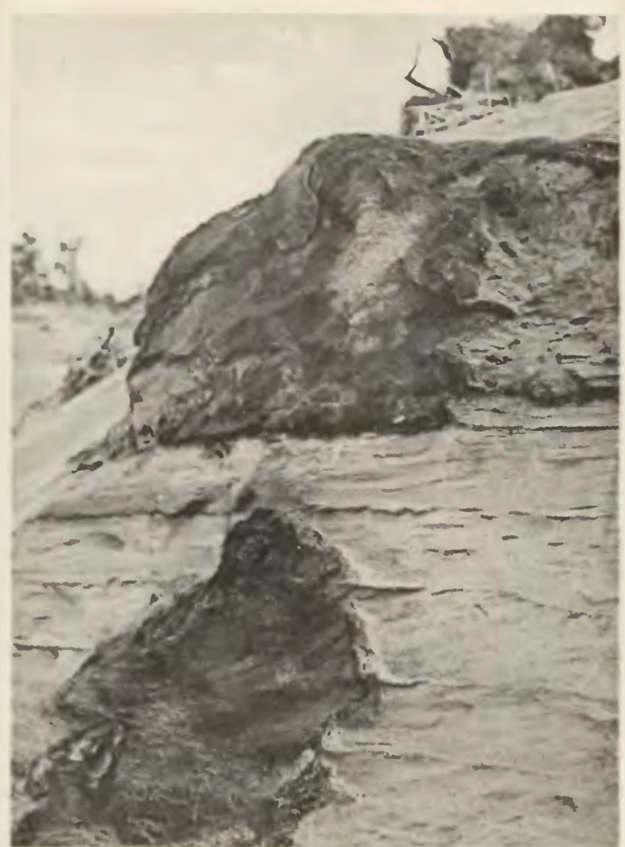


Bild 9.

Detailbild der linken Kante der Ortsteinschicht bei Tunxdorf.

Die wagerecht gelagerten älteren Flugsande mit Verhärtungskanten werden durch einen brodelartig ausgeprägten Ortsteintopf nach unten durchbrochen. Foto: Fr. Jonas. 1934



Bild 10.

Zwischeneiszeitlicher Heideboden 1—2 m unter der Oberfläche am Barenberg Darüber jüngere Sande aus der baltischen Eiszeit (=W 3) mit aufgearbeiteten aschereichen zwischeneiszeitlichen Schichten als dunkle Zonen. Im Hangenden Ortsteinbildungen mit Dopplerit-Infiltration und nacheiszeitliche Bleichsande nebst Moorlagen.

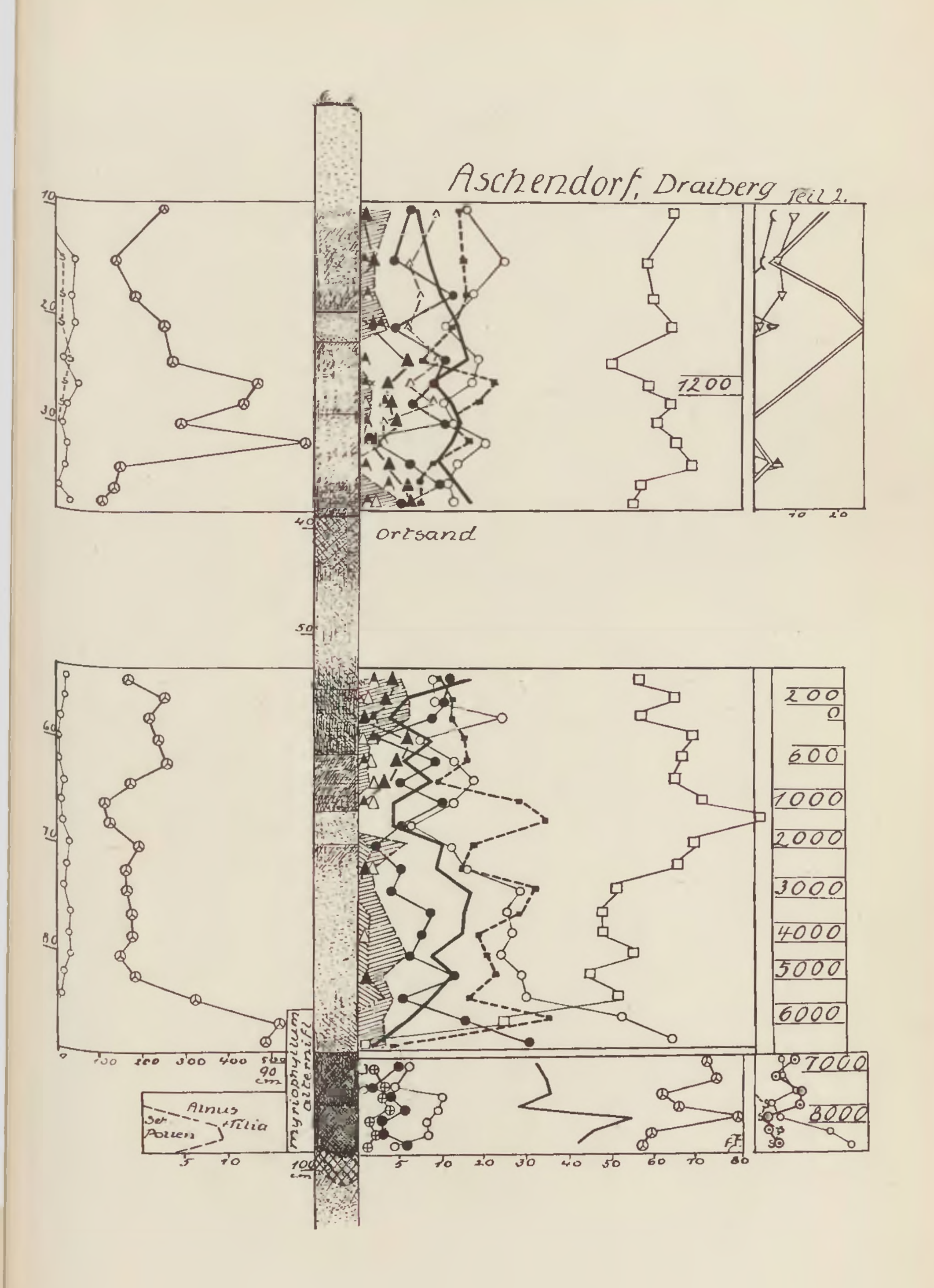
Oktober 1937 Foto: Fr. Jonas

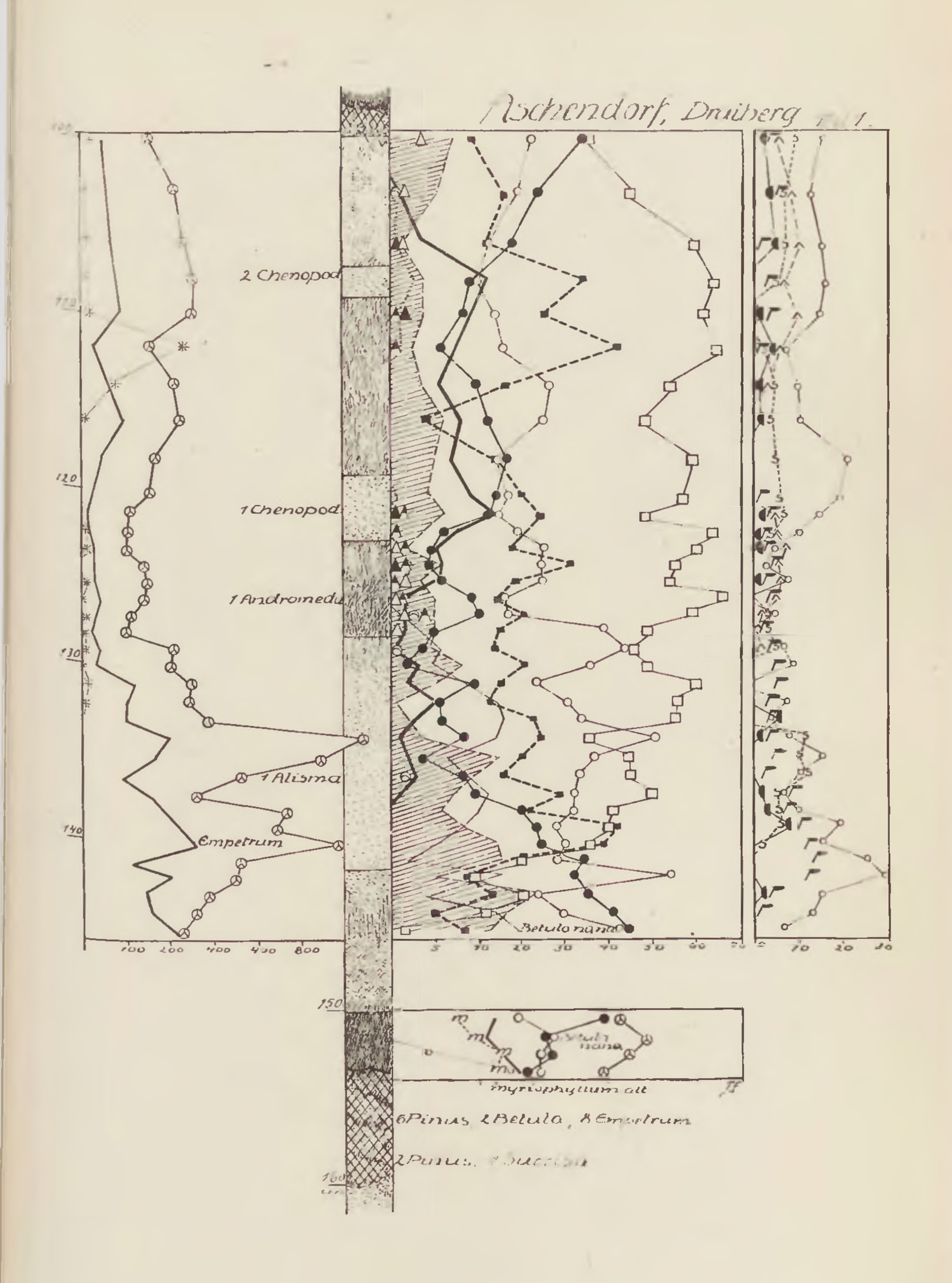


Bild 11. Schichtenfolge am Aufschluß unter der Kuppe des Barenberges bestehend aus
1.) brodelähnlichen Böden mit Ortstein- und Bleichsandfetzen, letztere erweitern sich stellenweise zu teils erhaltenen Heideböden der Aschendorfer Zwischeneiszeit. Auch der spätglaziale Schwarzsand ist nicht lückenlos; darüber
2.) nacheiszeitliche Schichtenfolge von Bleichsand, Humus (in der Bildmitte), aufgearbeitetem Ortsand mit welliger Oberfläche, Bleichsand, humose Sande unter der rezenten Heide. Foto: Fr. Jonas. Oktober 1937.

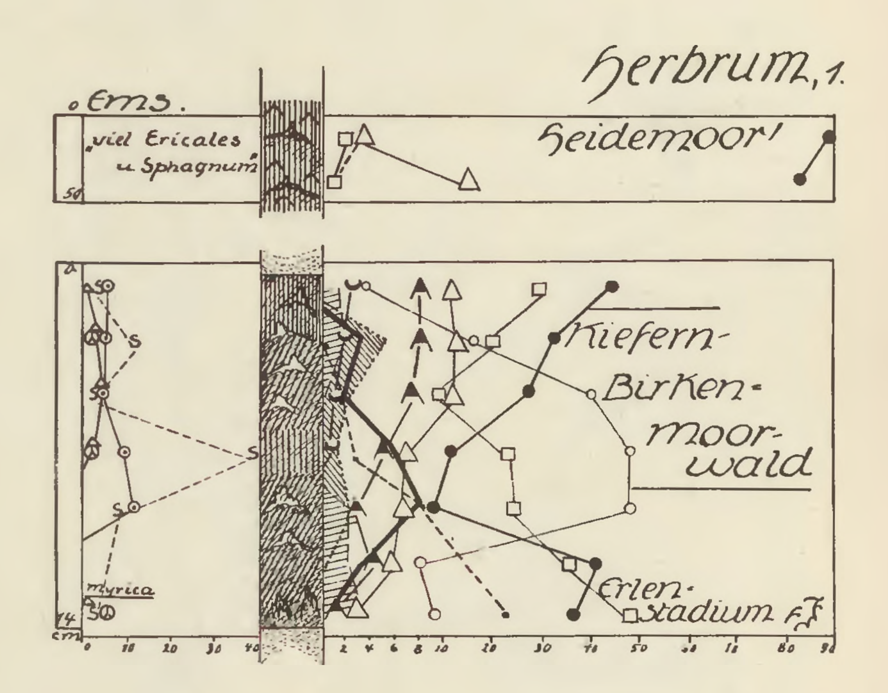


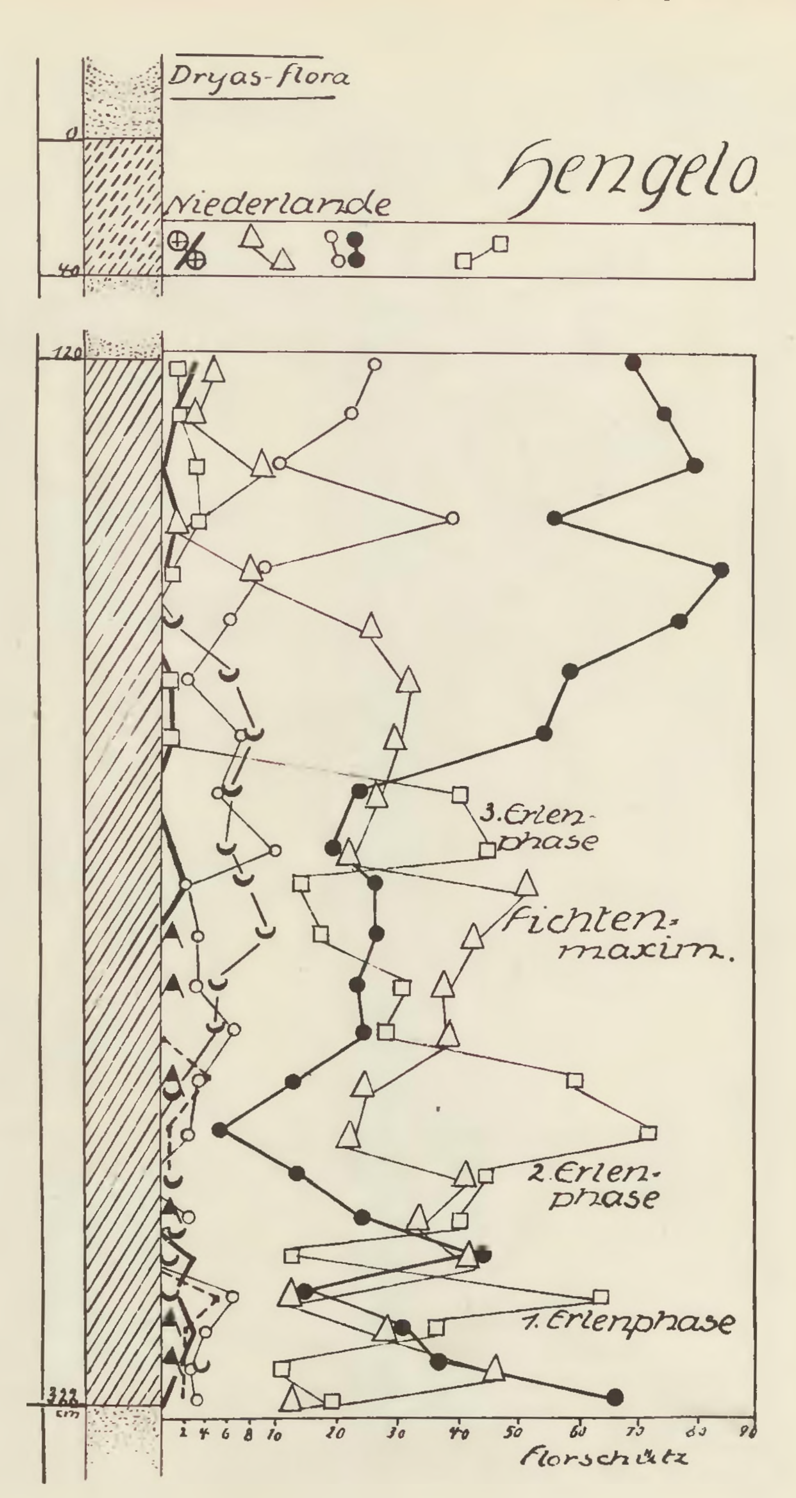
Bild 12. Aufarbeitung von nacheiszeitlichen Heideböden durch Schafe am Nordhümmling.
Foto: W. Schultz. 1935.

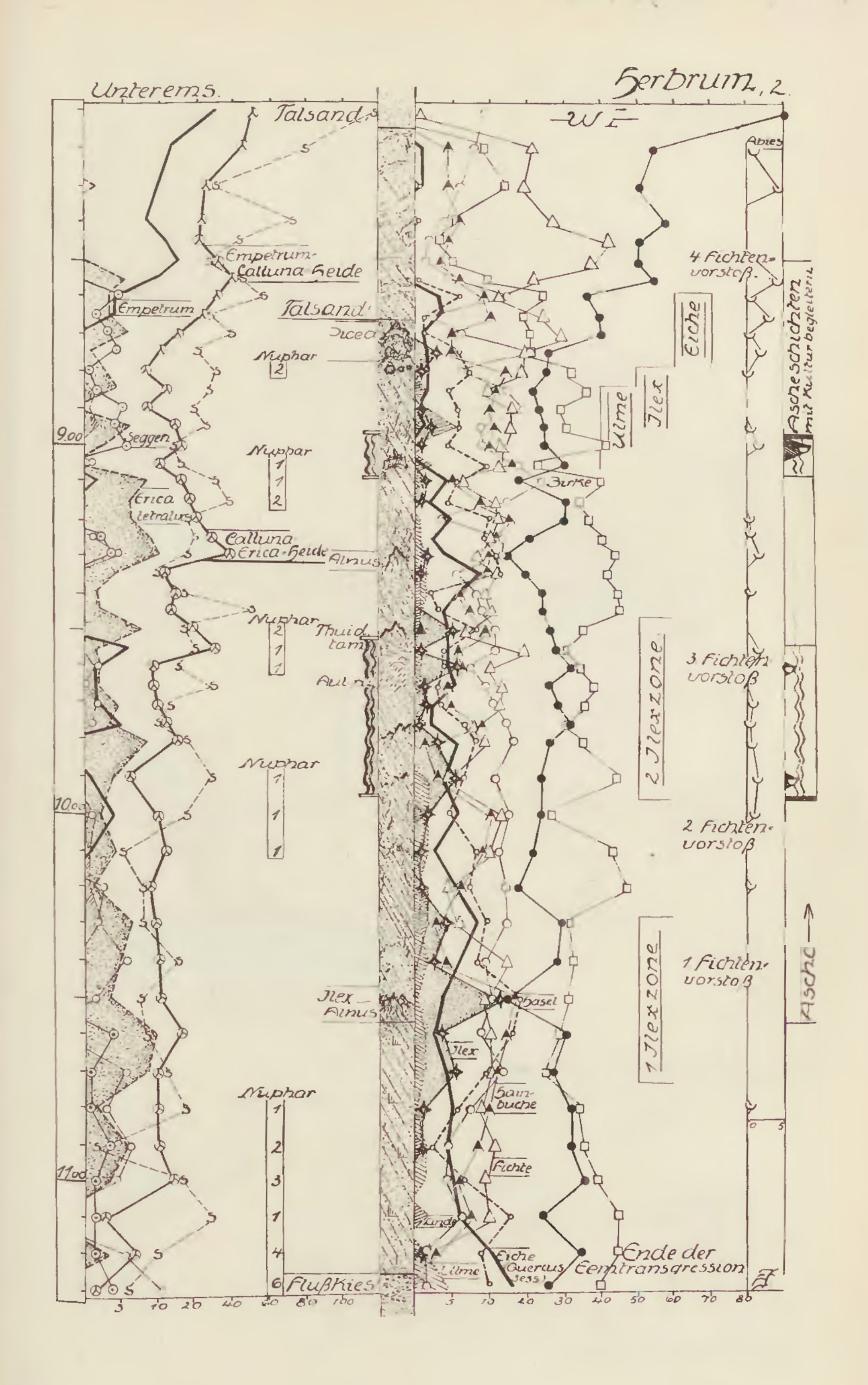

Aschendorf, Draiberg Teil 2.
1200
Ortsand
200
0
600
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
Myriophyllum alterniflorum
Alnus
Tilia
Ges. Pollen
90 cm
100 cm



Aschendorf, Dreiberg
2 Chenopod.
1 Chenopod.
1 Andromeda
1 Alisma
Empetrum
Betula nana
120
130
140
150
160
100 200 400 800
5 10 20 30 40 50 60
Betula nana
myriophyllum alt.
6 Pinus 2 Betula, 8 Empetrum


Herbrum, 1.
Ems.
„viel Ericales
u. Sphagnum"
Heidemoor
Kiefern-
Birken-
moor-
wald
myrica
Erlen-
stadium
cm


Dryas-flora
Hengelo
Niederlande
0
40
120
322 cm
3. Erlen-phase
Fichten-maxim.
2. Erlen-phase
1. Erlenphase
2 4 6 8 10 20 30 40 50 60 70 80 90
Florschütz


Unterems.
Herbrum, 2.
W E
Talsand
Empetrum-
Calluna Heide
Empetrum
Talsand'
Picea
Nuphar
Seggen
9.00
Erica
tetralix
Calluna
Erica-Heide
Alnus
Thuidium
Aulac.
10.00
Ilex
Alnus
11.00
Flußkies
Abies
4 Fichten-
vorstoß.
Eiche
Ilex
Ulme
Birke
Aschenschichten
mit Kultur begleitern
3 Fichten
vorstoß
2 Ilexzone
2 Fichten-
vorstoß
1 Fichten-
vorstoß
1 Ilexzone
Asche
Hasel
Ilex
Hainbuche
Fichte
Linde
Ulme
Eiche
(Quercus
sess.)
Ende der
Eemtransgression

Römstedt.

Sand

Tongyttja

Würm I–II Interglazial

Würm I vorstoß

Kiefern-Heide-moor

Fichtenphase!

Hainbuchen-phase!

Linde

Eiche

Ulme

Corylus = 492 %

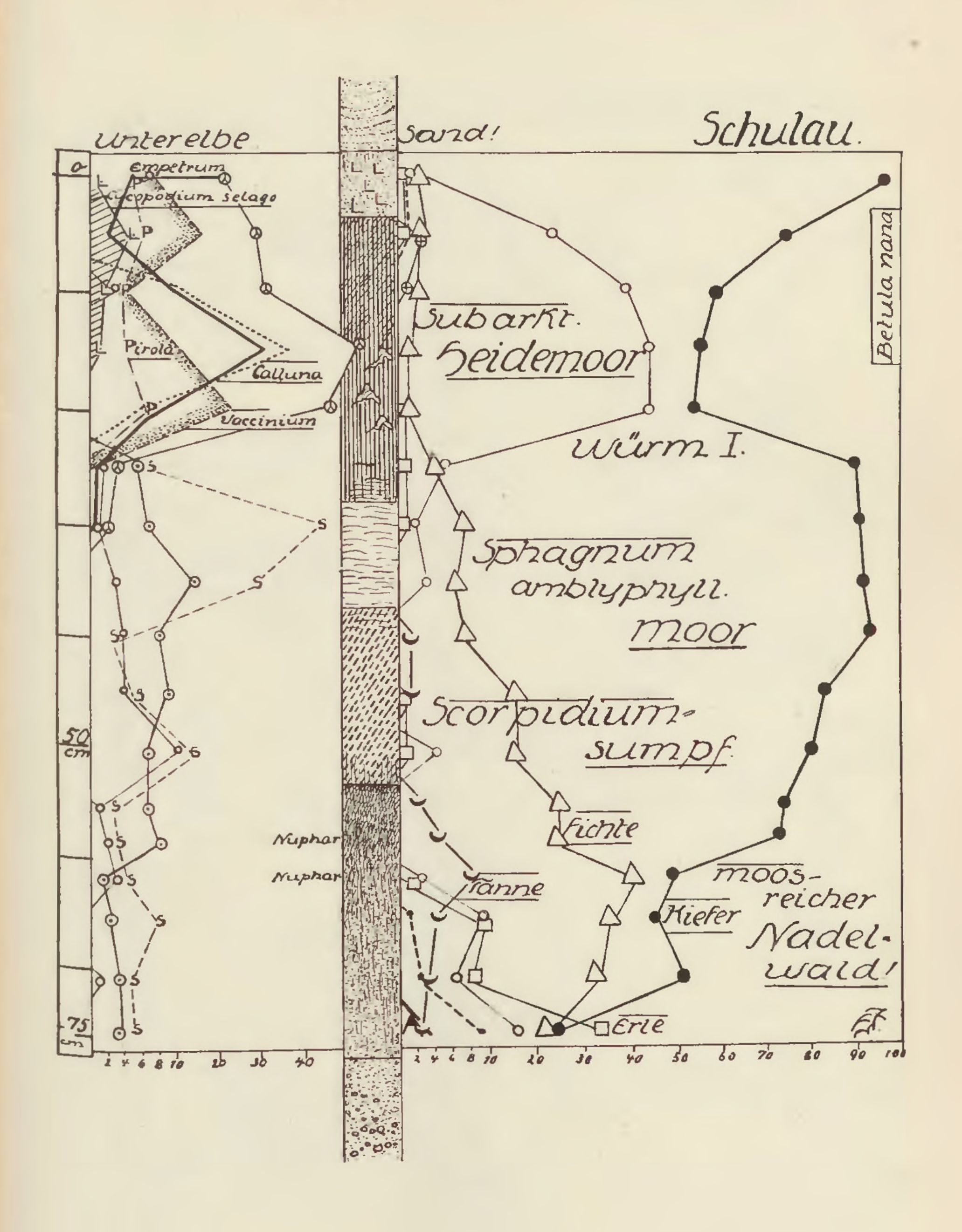
Sand!

Hasel-Eichenmischwald

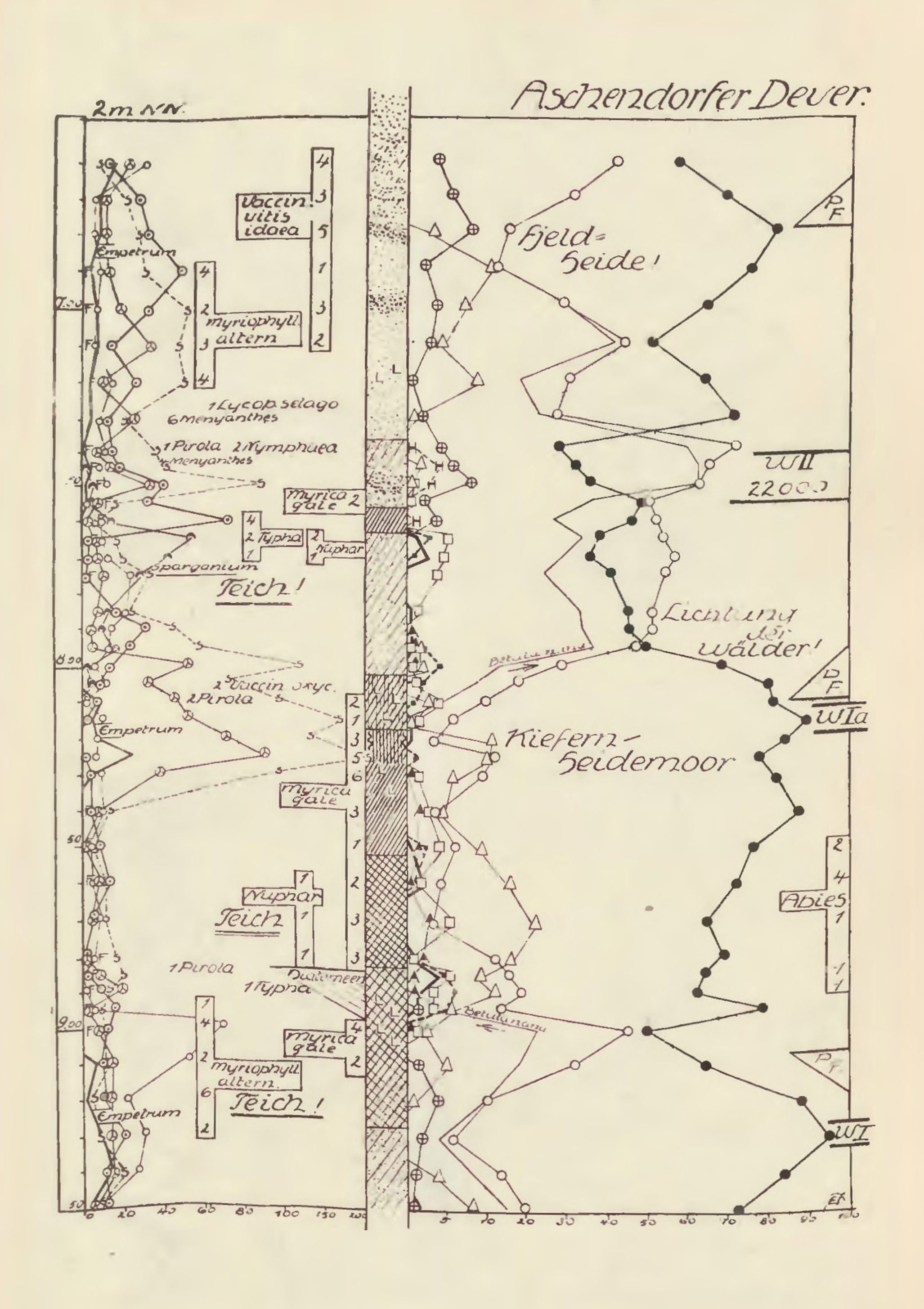
Kiefern-Birken-phase

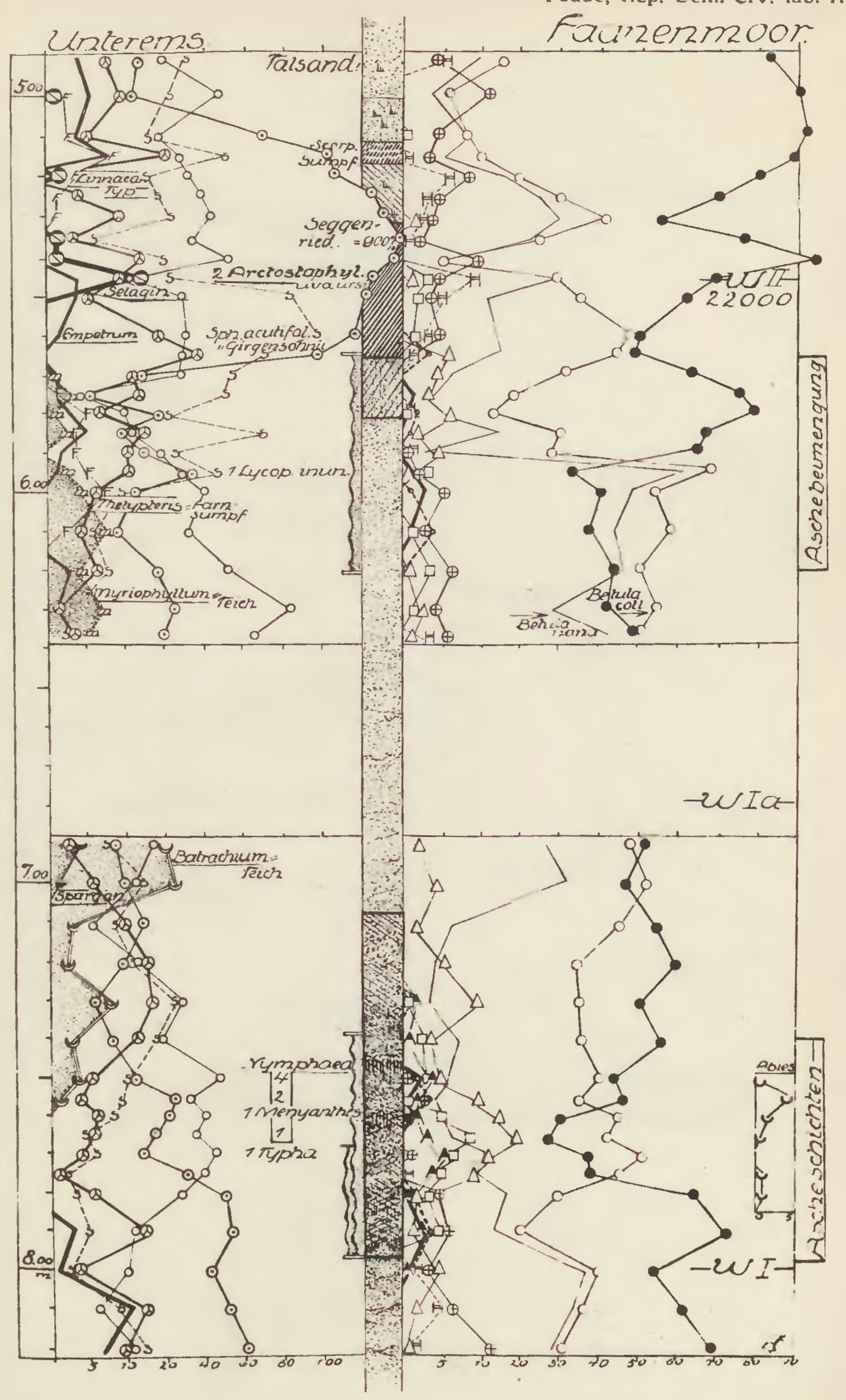
2 4 6 8 10 20 30 40 50 60 70 80 90

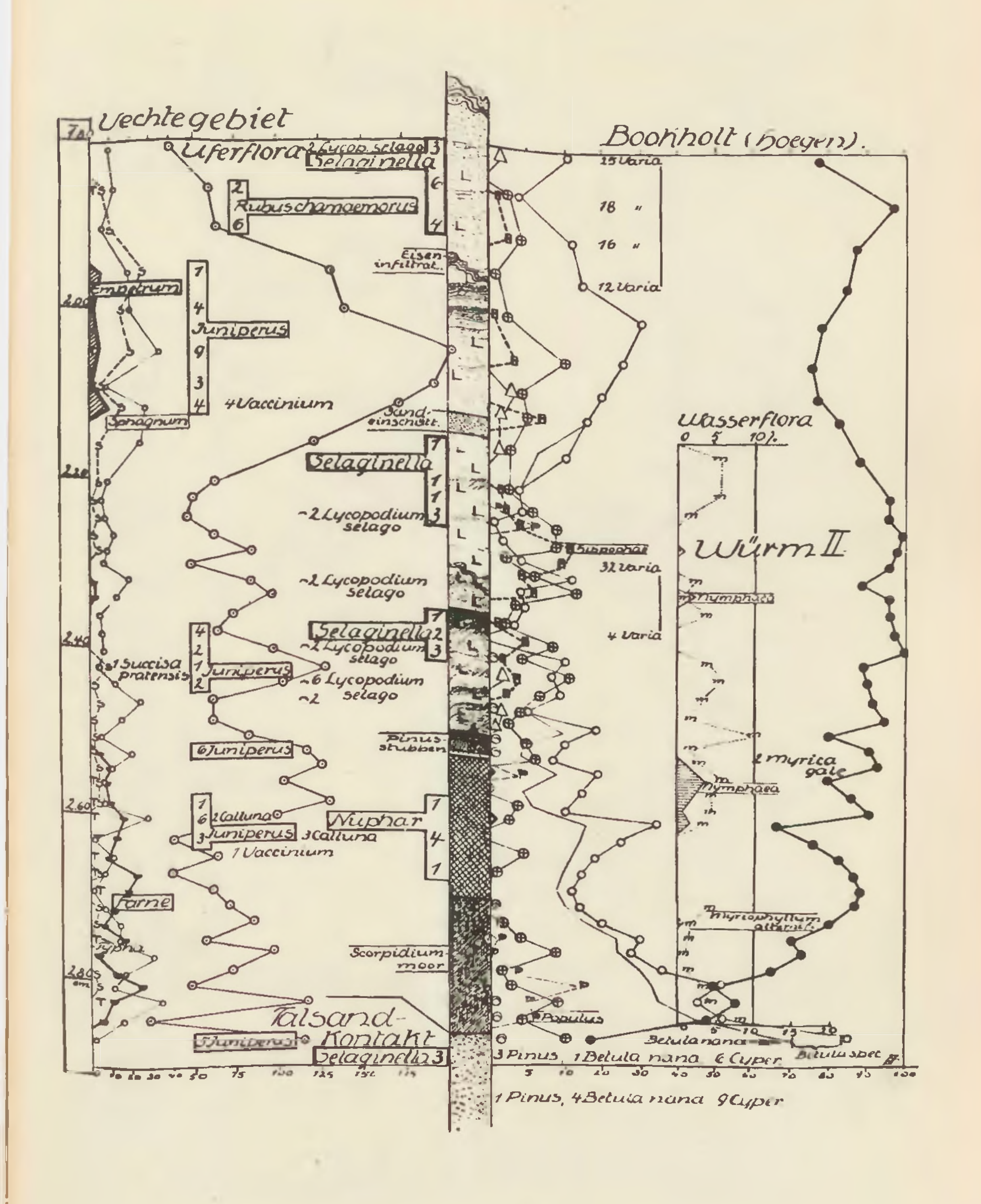
Jessen-Milthers



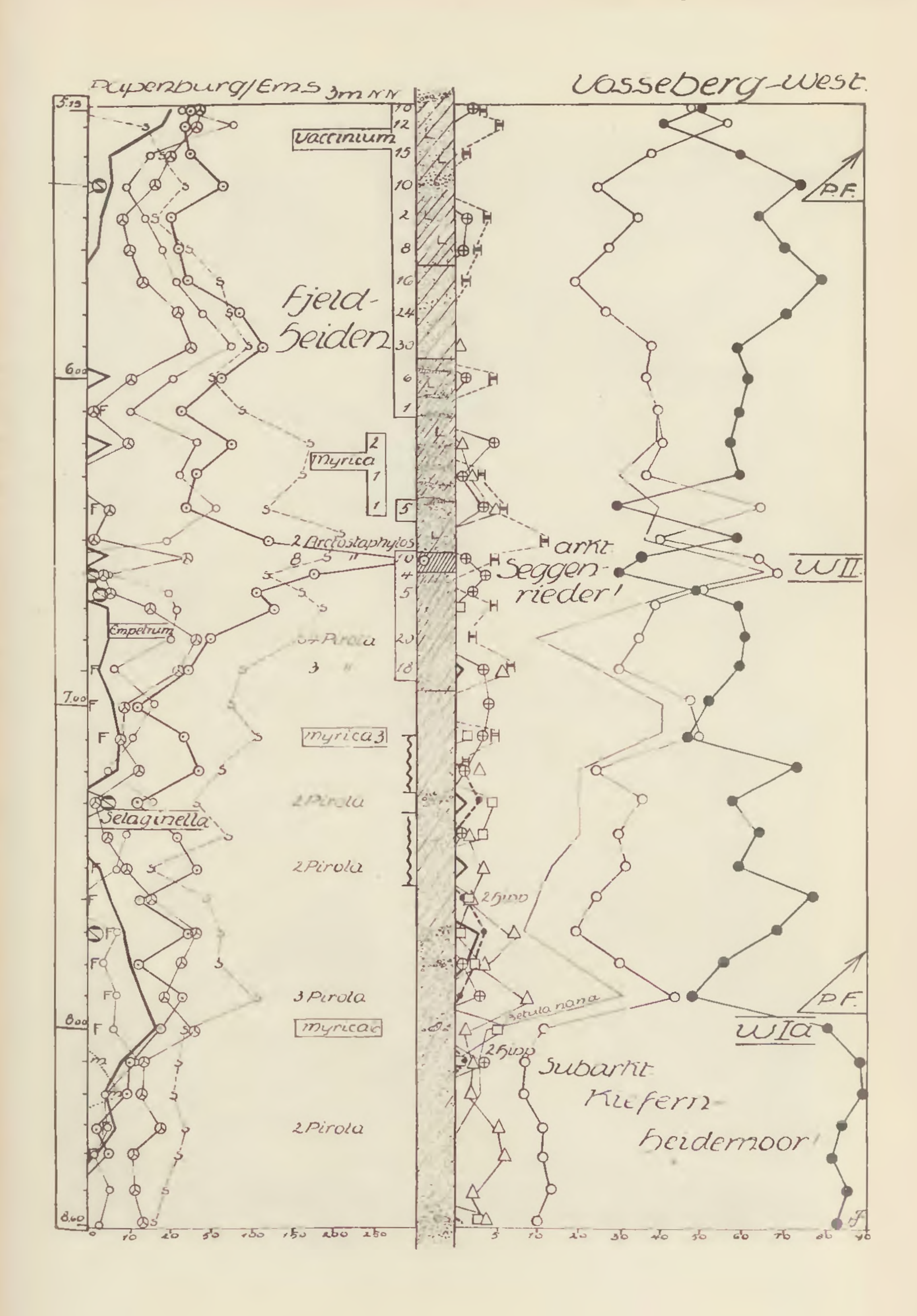
Unterelbe
Sand!
Schulau.
Empetrum
Lycopodium selago
Pirola
Calluna
Vaccinium
Subarkt.
Heidemoor
Würm I.
Betula nana
Sphagnum
amblyphyll.
Moor
Scorpidium-
sumpf.
Fichte
Nuphar
Nuphar
Tanne
moos-
reicher
Nadel-
wald!
Kiefer
Erle
50 cm
75 cm


Aschendorfer Dever.
2m NN.
Vaccin. vitis idaea
Empetrum
myriophyll. altern.
1 Lycop. selago
6 Menyanthes
1 Pirola 2 Nymphaea
Menyanthes
Myrica gale
Typha
Nuphar
Sparganium
Teich!
2 Vaccin. oxyc.
2 Pirola
Empetrum
Myrica gale
Nuphar
Teich
1 Pirola
1 Typha
myrica gale
myriophyll. altern.
Teich!
Empetrum
Fjeld-Seide!
WII
22000
Lichtung der Wälder!
Kiefern-Seidemoor
WIa
Abies
WI
Betula nana


Unterems.
Faunenmoor.
Talsand
Serp. Sumpf
Linnaea Typ
Seggenried. =900%
2 Arctostaphyl. uva urs.
Selagin.
Empetrum
Sph. acutifol. s. "Girgensohnii
1 Lycop. inun.
Melypteris-Farnsumpf
Myriophyllum-Teich
Betula coll
Betula nana
WII 22000
Aschebeimengung
WIa
Batrachium-Teich
Spargan.
Nymphaea
1 Menyanthes
1 Typha
Abies
Ascheschichten
WI
5.00
6.00
7.00
8.00 m



Uechtegebiet
Uferflora
Bookholt (Hoegen).
Rubus chamaemorus
Empetrum
Juniperus
4 Vaccinium
Sphagnum
Selaginella
~2 Lycopodium selago
Würm II
Wasserflora
1 Succisa pratensis
6 Juniperus
2 Calluna
3 Calluna
1 Vaccinium
Nuphar
Farne
Typha
Scorpidium-moor
Talsand-Kontakt
Populus
2 Myrica gale
Nymphaea
Myriophyllum alterniflorum
Betula nana
Betula spec.
3 Pinus, 1 Betula nana 6 Cyper.
1 Pinus, 4 Betula nana 9 Cyper.
Eisen-infiltrat.
Sand-einschott.
Pinus-stubben
15 Varia
18 "
16 "
12 Varia
32 Varia
4 Varia



Papenburg/Ems 3m NN
Vosseberg-West
Vaccinium
Fjeld-Heiden
Myrica
2 Arctostaphylos
arkt. Seggenrieder!
WII
Empetrum
3 Pirola
Myrica 3
2 Pirola
Selaginella
2 Pirola
3 Pirola
Myrica 6
Betula nana
WIa
P.F.
Subarkt. Kiefern-heidemoor!
2 Pirola

Papenburg / Ems — Talsand! — Vosseberg-Ost.

1.42 cm

1 Polygon. viviparum

2 Lycop. Selago

2 Achillea

1 Achillea

3 Empetrum

Vaccin. vitis idaea

Cyper.

Juniperus

Menyanthes

Zunahme von Bet. nana

Ocorp Torf

Sal. herb. Typ

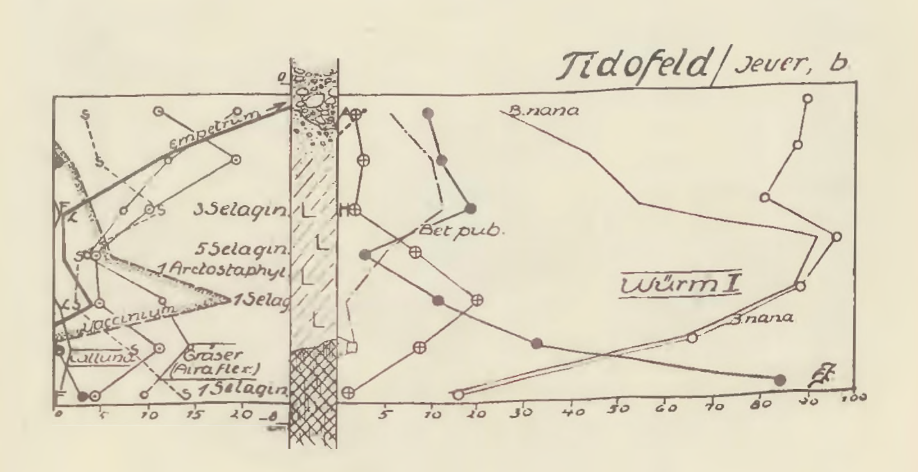
Myrica gale

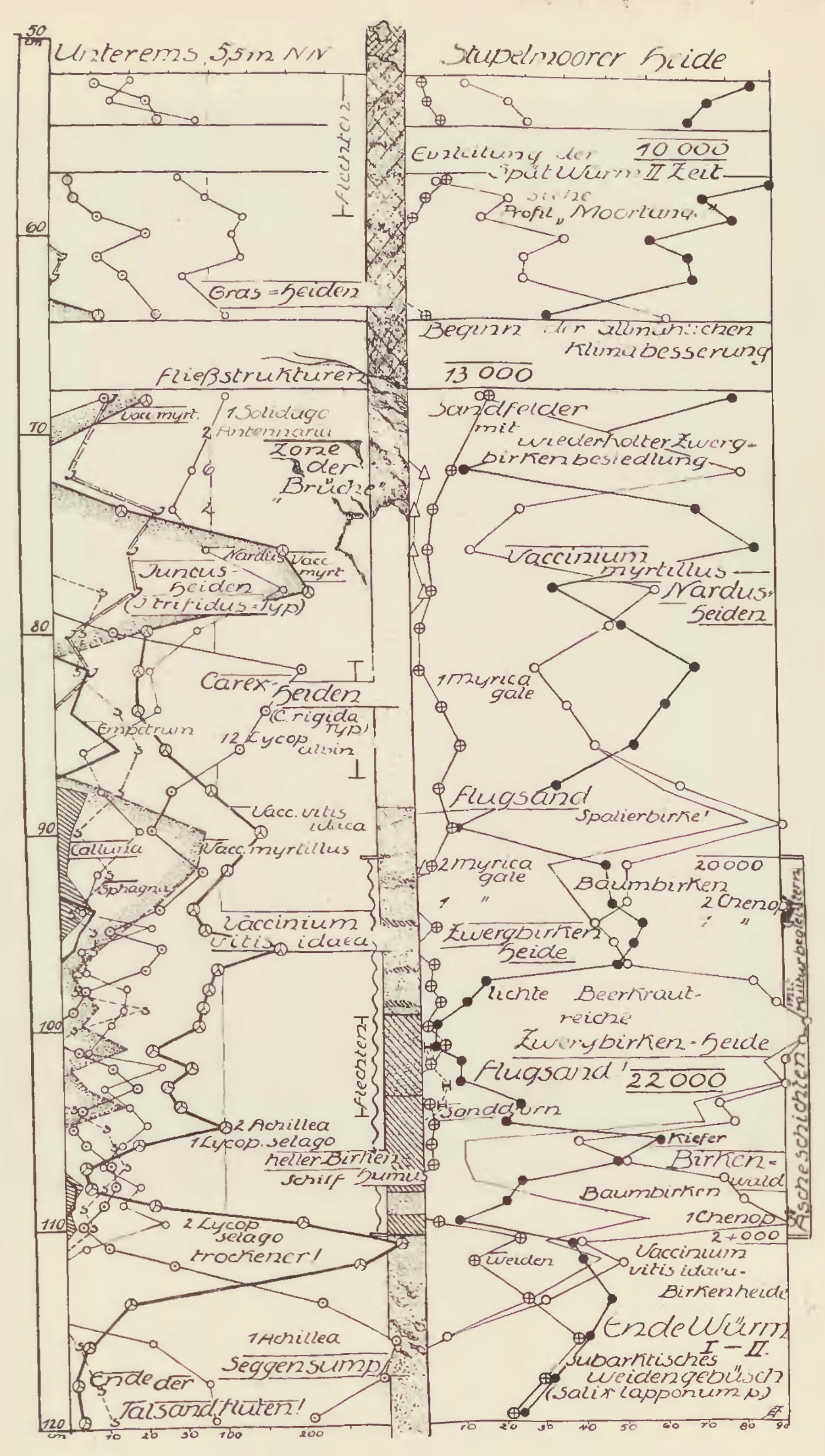
Salix coll.

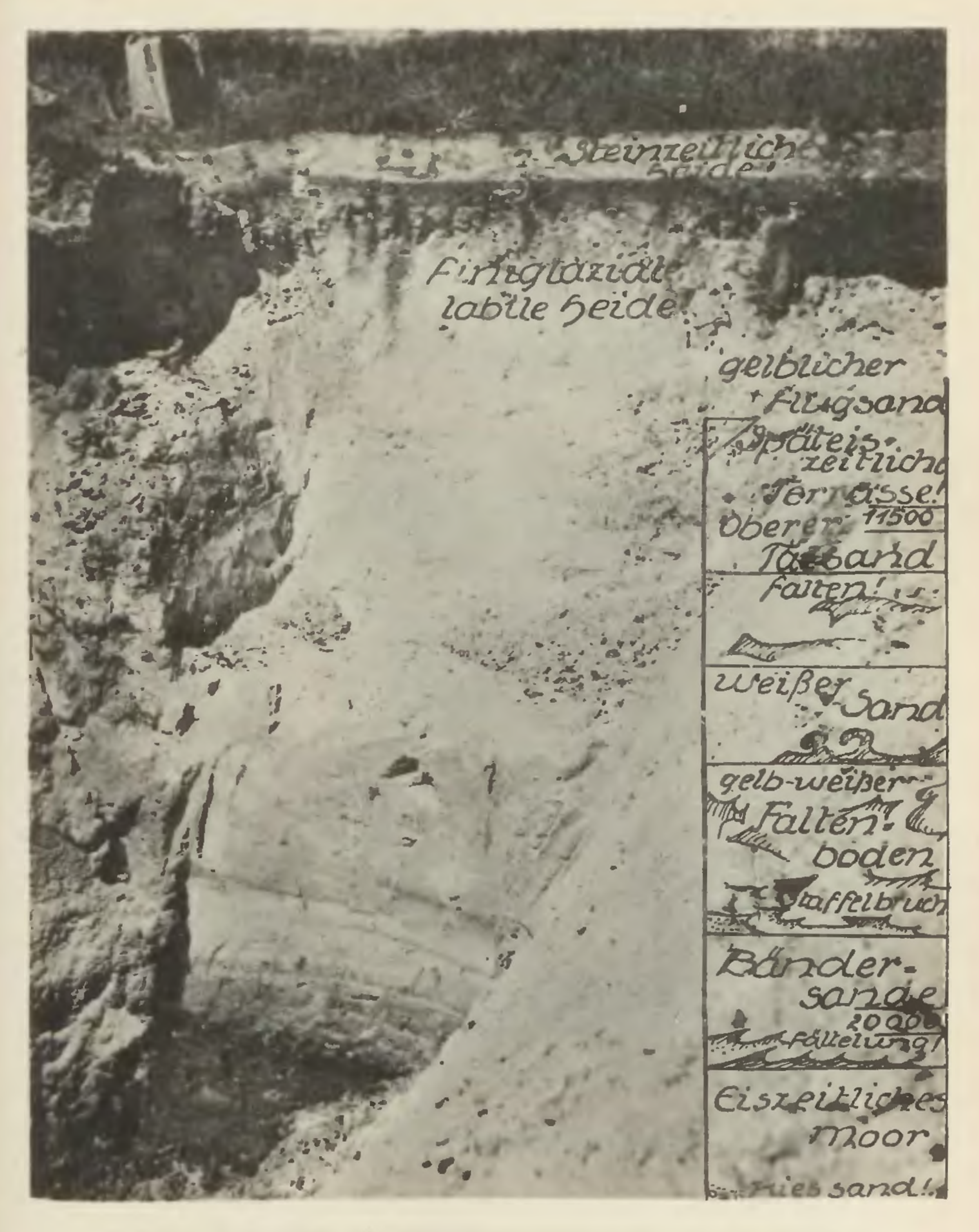
Betula coll.

1.51

5 10 20 40 60 80 100 Talsand 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100




Unterems 5,5 m NN
Stupelmoorer Heide
Flechten
Einteilung der Spät Würm II Zeit
10 000
siehe Profil „Moorlung"
Gras-Heiden
Beginn der allmählichen Klimabesserung
Fließstrukturen
13 000
Sandfelder mit wiederholter Zwergbirken besiedlung
Vacc myrt.
1 Solidago
2 Antennaria
Zone der Brüche
Nardus
Vacc myrt
Juncus-Heiden (J. trifidus-Typ)
Vaccinium myrtillus — Nardus-Heiden
Carex-Heiden (C. rigida Typ)
1 Myrica gale
Empetrum
12 Lycop. alpin
Flugsand
Spalierbirke!
Vacc. vitis idaea
Calluna
Vacc. myrtillus
Sphagnum
2 Myrica gale
20000
Baumbirken
2 Chenop
Vaccinium vitis idaea
Zwergbirken Heide
lichte Beerkraut-reiche Zwergbirken-Heide
Flechten
Flugsand!
22 000
Sanddorn
2 Achillea
1 Lycop. selago
heller Birken Schilf Humus
Kiefer
Birken-wald
Baumbirken
Ascheschichten
1 Chenop
2 Lycop selago
24 000
trockener!
Weiden
Vaccinium vitis idaea-Birkenheide
1 Achillea
Ende Würm I—II.
Seggensumpf
subarktisches Weidengebüsch (Salix lapponum p.)
Ende der Talsand fluten!
50
60
70
80
90
100
110
120
10
20
30
100
200
40
50
60
70
80
90



Aufschluß in Bookholt bei Nordhorn mit eiszeitlichem Moor im Liegenden.
(Profilentnahmestelle „Bookholt-Hoegen").
Foto: Fr. Jonas. 1937.



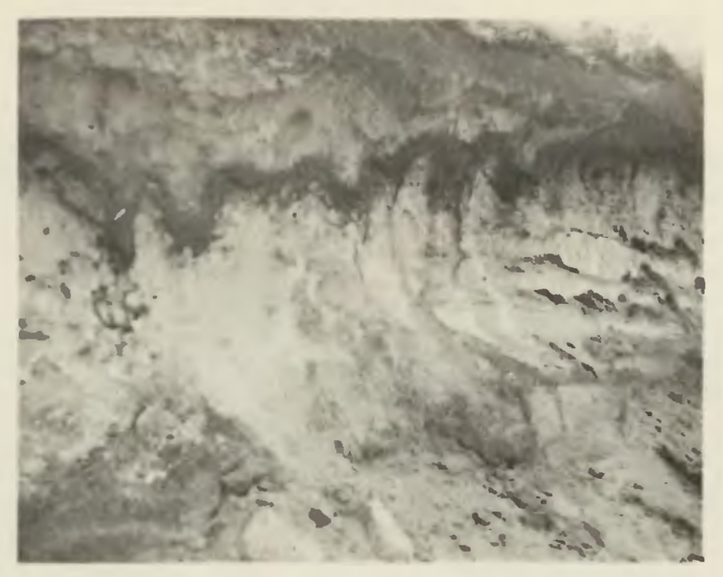
Profilentnahmestelle „Stapelmoorer Heide". (Eiszeitlicher Heideboden).
Foto: Rink-Emden. 1938.



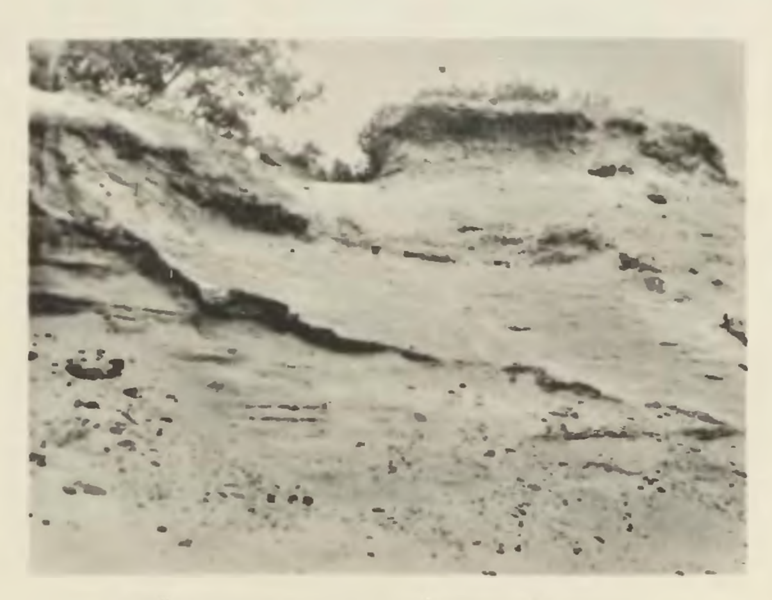
Gebänderte Talsande mit Talsand-Flugsandkontakt im Hangenden. Tunxdorfer Düne, Südaufschluß. Juli 1938. Fot. Fr. Jonas.



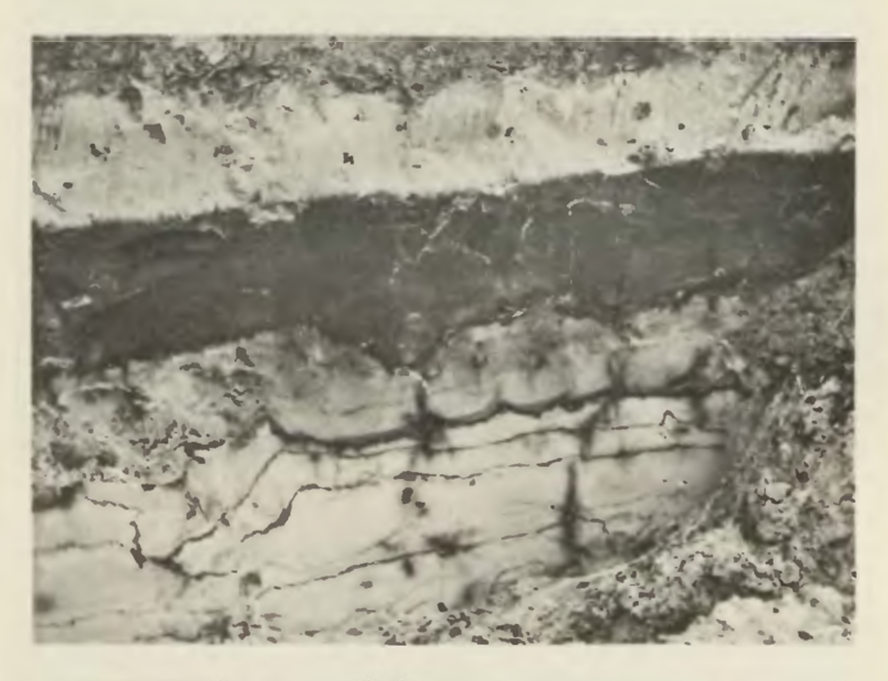
Anholt-Drente. Eine Frostspalte (Keilspalte) hat die hangenden Schichten des gebänderten Talsandes empor gefaltet. Oben nacheiszeitlicher Bleichsand-Humusboden.
Foto: W. Beijerinck. 1934.



Glaziale, stark gefaltete Landoberfläche („Höckerboden")
am Hange des Thümer Berges bei Lathen/Ems.
Foto: Fr. Jonas. Juli 1938.



Schräg einfallende, mit Eisen infiltrierte Frostplatten
in geschichteten Talsanden bei Tunxdorf Ems.
Foto: Fr. Jonas. Juni 1938.



Schwarzsandschicht, 18 cm mächtig, mit Frostbodenstrukturen im Liegenden
und postglazialem Bleichsand im Hangenden.
Fot. Fr. Jonas. Barenberg, 1937.





Subarktische Reliktheiden (Fjeldtypus!) im Großen Sand bei Börger. Die *Pinus-Empetrum*-Heide oben wechselt mit der *Cladonia-verticillata-cervicornis*-Flechtenheide ab. In letzterer kommen isolierte Polster des nordischen Mooses *Racomitrium lanuginosum* vor. Foto: Fr. Jonas. 1937.



Arctostaphylos-uva-ursi-Heide bei Ahmsen im Hümmling
mit geringer Beimischung von *Calluna vulgaris*.
Foto: Fr. Jonas. 1931.



Linnaea borealis mit *Galium saxatile*
in einem 90-jährigem Kiefernbestand der „Meyers Tannen“ bei Papenburg.
Foto: Fr. Jonas. 1931.



Späteiszeitliche Reliktvegetation mit *Menyanthes trifoliata* (kleine *Sphagnum*=Form!)
und *Carex rostrata* im Heidekolke am Aschendorfer Draiberg.
Foto: Fr. Jonas. 1938.



Flache Polster von *Calluna vulgaris* var. *procumbens* ziehen sich in eine Steinheide bei Börger. Im Vordergrunde zwei Fundplätze der Moustier-Handspitzen-Kultur. Im Hintergrunde baumfreie Hochgeestheide. Foto: Fr. Jonas. 1938.



Kontinentale Kiefernheide mit *Pteris aquilina* und *Juniperus*.
Schorfheide. Foto: C. Altehage. 1937



Baumfreie Urheide an der Barenbergtange im Aschendorfer Moore.
Foto: Fr. Jonas. 1935.